27

Magnetismo, paleomagnetismo y deriva de los continentes

Siempre hay más posibilidades de aceptar y dar con algo valioso cuando no estamos demasiado seguros de lo que queremos conseguir.

Alfred North Whitehead, 1945.

El campo magnético terrestre

Aunque Thales, el primero de los filósofos griegos, ya conocía la piedra imán (magnetita) y sus propiedades aparentemente mágicas, y los navegantes chinos han estado usando la brújula como instrumento para encontrar la dirección hace más de 2000 años, hasta el año 1600 no se publicó el libro *De Magnete,* en el que por vez primera se indicó que el «globo terrestre se comporta como un imán gigantesco». Lo escribió William Gilbert, físico de la reina Isabel I. Gilbert experimentó con esferas de magnetita y encontró que las limaduras de hierro colocadas en la superficie se autoalineaban en la misma dirección que las agujas magnetizadas suspendidas libremente situadas en posiciones correspondientes sobre la superficie terrestre. Llegó a la conclusión de que el magnetismo terrestre, por ser como el de una esfera uniformemente magnetizada, debía ser de origen interno. Ésta fue una primera aproximación de precisión bien notoria. En 1839, Gauss probó rigurosamente que, sin duda, la mayor parte del campo magnético se origina bajo la superficie terrestre, pero que hay una parte pequeña y variable que se origina fuera. Ésta —las *perturbaciones transitorias*— incluye las tormentas magnéticas que a menudo van acompañadas de la formación generalizada de auroras. Se originan a gran altura en la atmósfera, donde se generan corrientes eléctricas por rayos cósmicos y por radiación y partículas cargadas emitidas desde manchas y erupciones solares y otros similares.

La parte principal del campo magnético, además de ser como el de la esfera magnetizada de Gilbert, también es igual al de un potente imán en forma de barra («dipolo») situado cerca del centro de la tierra a lo largo del eje que une los pōlos geomagnéticos norte y sur (fig. 27.1). Gauss determinó el campo dipolar que mejor encajaba con el campo principal real terrestre y encontró que había ciertas desviaciones irregulares, incluso cuando se descontaban las anomalías locales debidas a los efectos magnéticos de minerales de hierro en la corteza. Estas partes irregulares menores del campo principal se pueden representar por débiles imanes dipolares situados a unos centenares de kilómetros del centro de la tierra. Así, el campo total puede subdividirse en

- CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE
  - *Campo transitorio,* originado en la atmósfera superior
  - *Anomalías magnéticas,* debidas a concentraciones o deficiencias de minerales y rocas magnéticas en la corteza
  - CAMPO PRINCIPAL DE ORIGEN INTERNO
    - Campo mayor *regular* equivalente al de un potente dipolo colocado centralmente (fig. 27.1)
    - Campos residuales *irregulares* equivalentes a los de dipolos débiles no axiales.

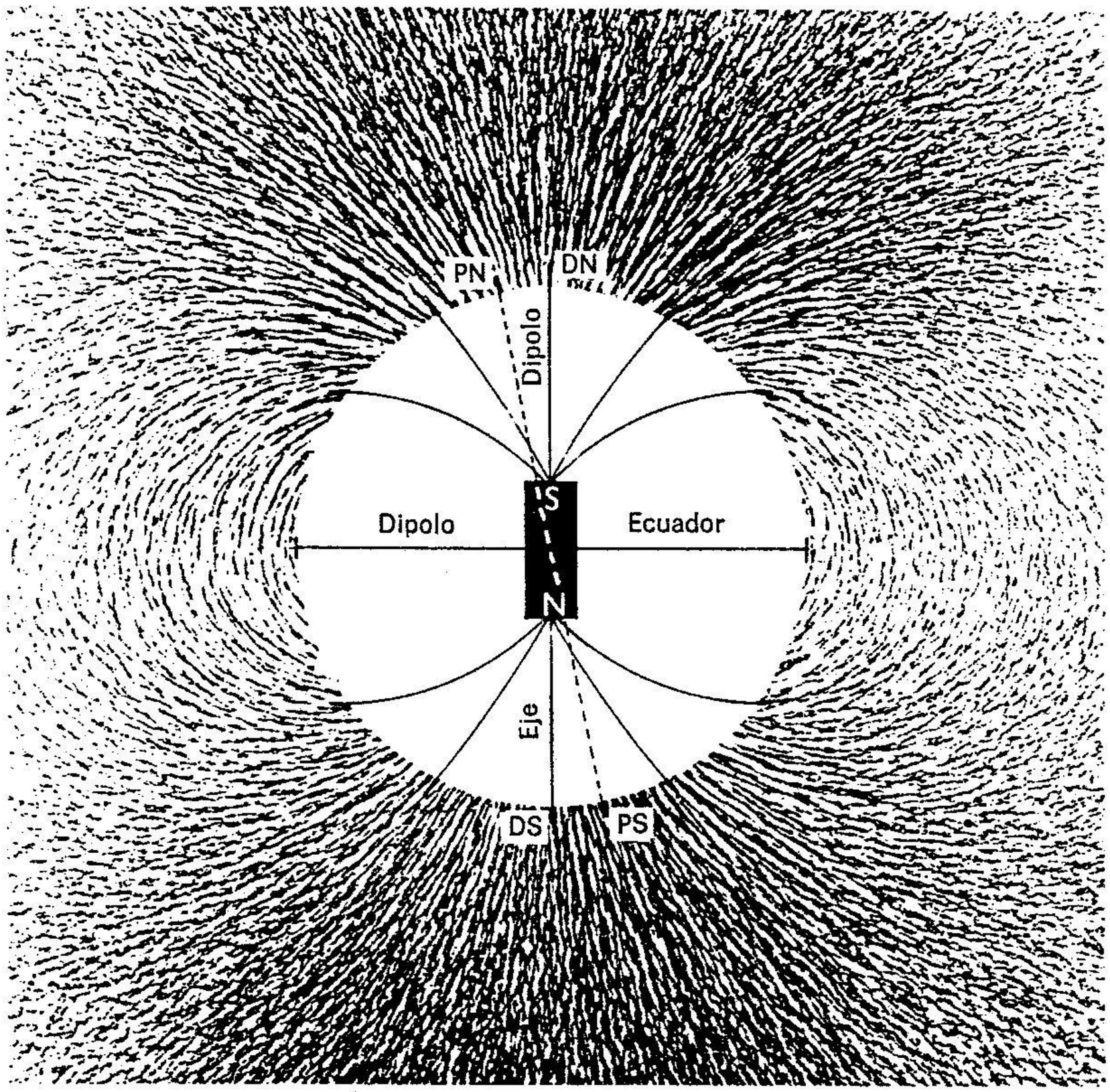


Figura 27.1. Las limaduras de hierro esparcidas en una placa de vidrio colocada sobre un fuerte imán representan la parte dipolar del campo magnético terrestre. DN y DS son los polos geomagnéticos norte y sur; PN y PS son los polos geográficos norte y sur.

El campo principal está cambiando continuamente a unas tasas fácilmente conmensurables. Las *variaciones magnéticas seculares,* tal como se las llama, se registran en diversos observatorios. En ellos se miden continuamente los detalles necesarios para determinar el campo magnético total y sus partes, como se mide cualquiera de los elementos que constituyen registros del tiempo. Son esenciales tres elementos magnéticos, y los de uso común son los siguientes:

La *intensidad,* que es la fuerza magnética total F; sus componentes horizontal y vertical suelen representarse como H y Z, respectivamente.

La *inclinación o inmersión magnética (magnetic dip),* que es el ángulo I medido entre la horizontal y la dirección que toma una aguja magnetizada suspendida libremente; o sea, el ángulo entre las direcciones OH y OF de la figura 27.2. En los polos geomagnéticos N y S la inclinación es vertical.

La *declinación magnética* es el ángulo D entre la dirección de H y el norte geográfico.

La rapidez de los cambios está bien ilustrada por la declinación. En 1546, una brújula en Londres marcaba 8° E. Desde entonces la dirección ha variado año tras año, siendo norte franco en 1665 y alcanzando 24° O en 1823. Entonces la dirección de cambio se invirtió, tal como lo indica la figura 27.3, que además registra cómo varió la inclinación durante el mismo período. La variación de intensidad, F, es a la vez más rápida y más irregular. Durante los últimos cien años, la fuerza del campo en el distrito de Londres disminuyó un 5 por ciento, pero recientemente ha vuelto a aumentar. Hace aproximadamente un siglo, en Ciudad del Cabo la intensidad aumentó rápidamente hasta un tercio más que su valor actual. Estos cambios destacados son fenomenalmente rápidos comparados con los perezosos procesos que se producen en el manto. Este hecho tan significativo no deja otra alternativa más que suponer que el campo principal se origina en el núcleo externo, donde existe la posibilidad de movimientos fluidos tales como los que deben producirse por convección térmica, y donde el material es metálico y capaz de transmitir corrientes eléctricas.

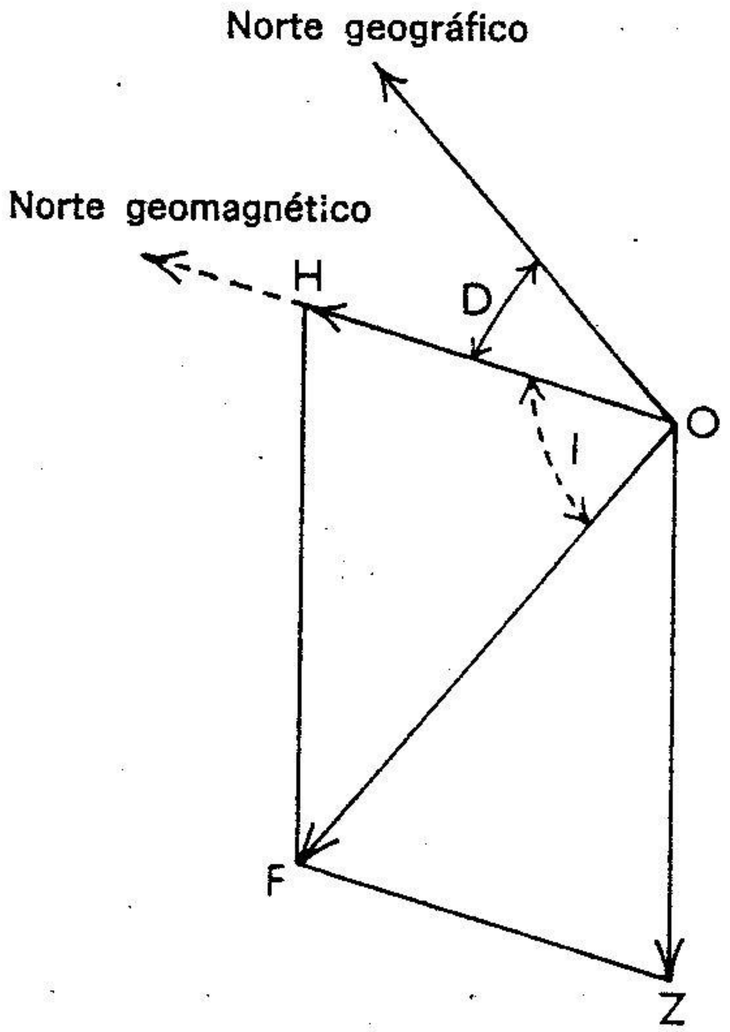


Figura 27.2. Para descripción véase texto.

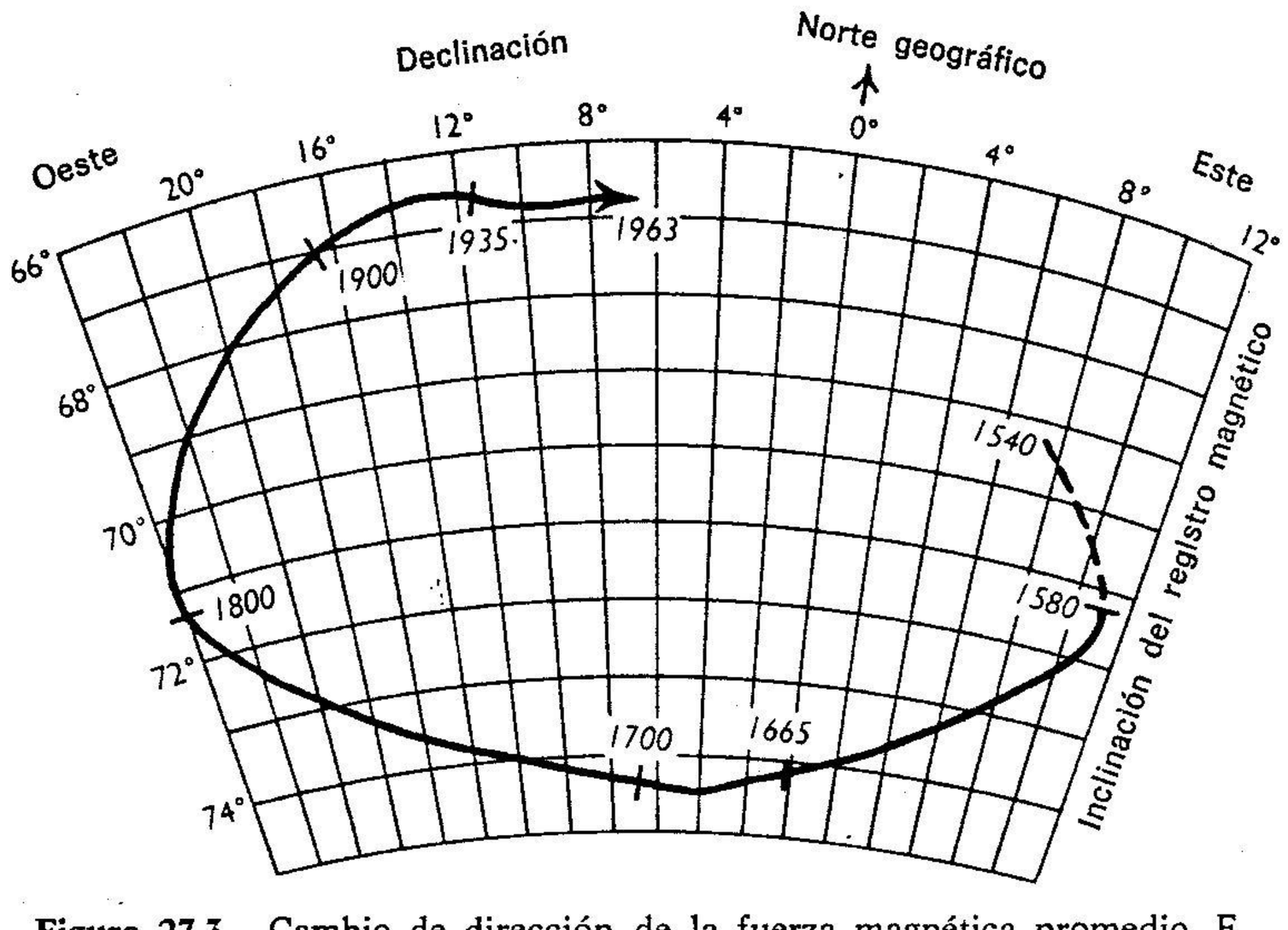


Figura 27.3. Cambio de dirección de la fuerza magnética promedio, F, en el distrito de Londres desde 1540, deducido de los registros de declinación e inclinación magnéticas.

Tomado aisladamente, se ve que el patrón de la parte irregular del campo principal está constantemente cambiando y que no guarda relación de ningún tipo con la distribución de tierras y mares o con las estructuras geológicas o las rocas. Éste es otro hecho que apoya el supuesto de que el núcleo es su lugar de origen. Además, emigra lentamente hacia el oeste unos 0,18° por año, lo que implica que en conjunto el campo magnético gira más lentamente que la tierra. En otras palabras, la fuente del campo, o sea el núcleo, gira más lentamente que el manto. De este modo la dislocación resultante a lo largo de la discontinuidad favorecería la formación de turbulencias. Éstas, junto con remolinos formados en otras partes del núcleo externo, podrían ser responsables de la parte irregular del campo.

El origen del campo magnético terrestre

El campo magnético no puede ser una propiedad permanente del material del núcleo. Por encima de cierta temperatura llamada punto de Curie, todos los materiales magnéticos pierden su magnetismo. En condiciones de presión atmosférica, el punto de Curie es, para el hierro, 770 °C; para el níquel, 330 °C, y para la magnetita, 580 °C. Al aumentar la presión, el punto de Curie baja. Así, tanto la alta temperatura como el estado parecido al líquido del núcleo externo hacen imposible la magnetización permanente. Por eso, el campo magnético debe producirse y mantenerse continuamente, lo que de nuevo sugiere la generación de corrientes eléctricas en material de alta conductividad eléctrica y capaz de tener movimientos internos. Estas condiciones sólo las cumple plenamente un núcleo externo que sea lo que puede describirse como un líquido metálico. La sugerencia de que el núcleo externo actúa como una dínamo ha sido investigada detalladamente por W. Elsasser en los Estados Unidos y por Edward Bullard en Inglaterra.

El principio en el cual se basa la hipótesis de la dínamo es el de la propia dínamo: o sea, que cuando un conductor eléctrico se mueve en un campo magnético, en el conductor se origina una corriente eléctrica. En una dínamo ordinaria la corriente se genera por la rotación rápida de espirales de alambre colocadas en un potente campo magnético. En el núcleo externo terrestre, las espirales que giran están representadas por células de convección térmica. Dado un campo magnético que permita iniciar el accionamiento del sistema (bastaría un campo muy débil), la convección proporciona el movimiento necesario para generar co-

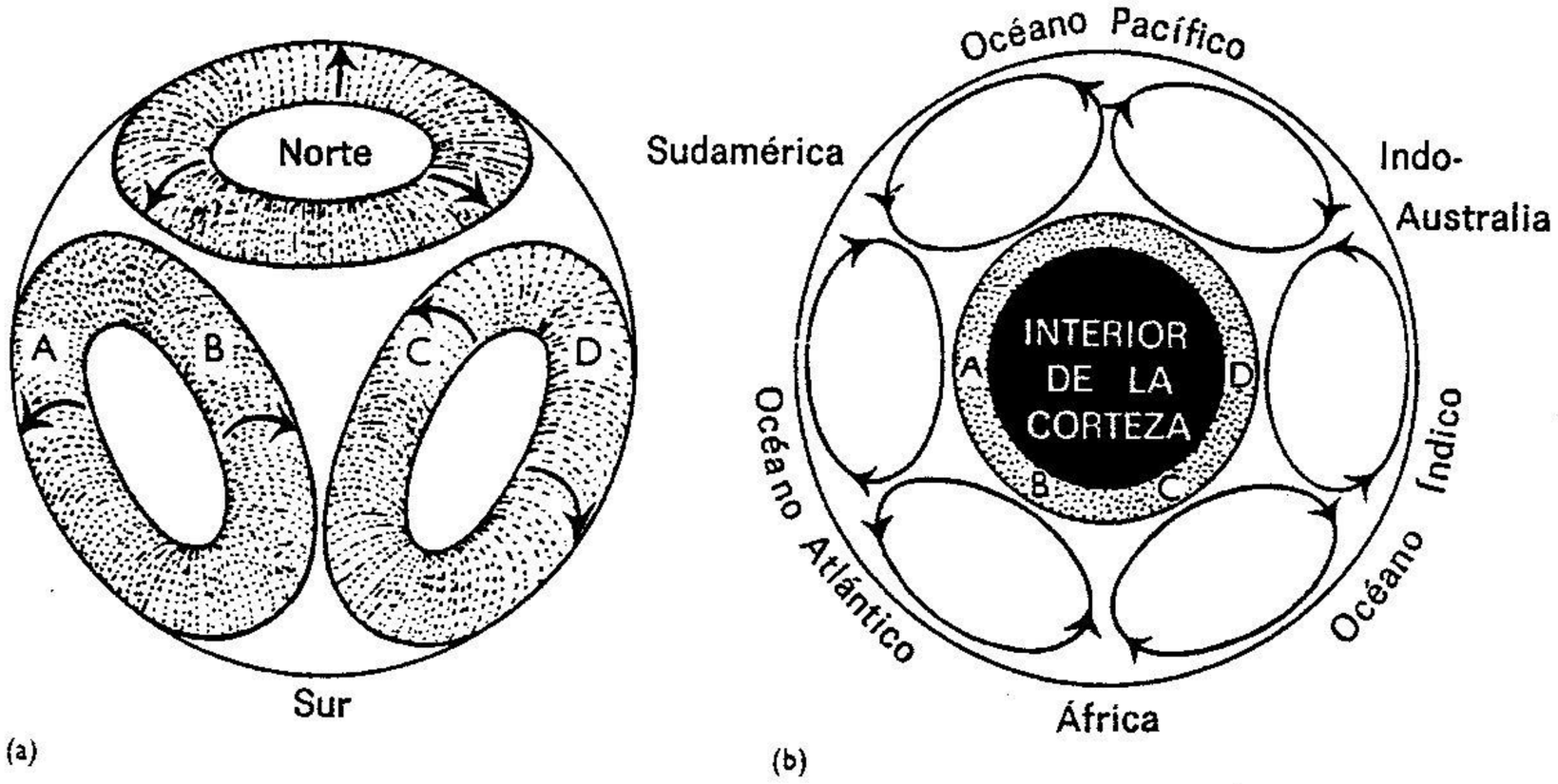
rrientes eléctricas en el material que sufre la convección. Las corrientes eléctricas aumentan la intensidad del campo magnético, el cual, a su vez, hace aumentar la fuerza de las corrientes eléctricas..., y así sucesivamente hasta que el movimiento convectivo, la corriente eléctrica y el campo magnético alcanzan un estado de equilibrio aproximado. Por esta razón el sistema se describe como una «dínamo que se autoexcita».

Para que la hipótesis pueda pasar al nivel de teoría razonablemente completa quedan por resolver dos problemas. Uno es la fuente del campo magnético original. El otro es la fuente de la energía que mantiene funcionando la convección y los remolinos asociados sin que se desvanezcan. El hacer el requerimiento de un campo magnético inicial parece equivalente a asumir lo que hay que explicar. Pero un campo débil podría haberse iniciado de muy diversas formas cuando la tierra se estaba constituyendo en planeta. Como no sabemos cómo se originó la tierra, por ahora el tema no tiene más interés que el puramente teórico.

Se han considerado tres fuentes de energía para mantener el campo. De ellas la radiactividad es la más socorrida. Pero es difícil ver cómo podría haber suficiente radiactividad en el núcleo para suministrar el calor necesario para mantener corrientes de convección; si la hubiera, también en el manto habría tanta radiactividad que la corteza no podría haberse enfriado tanto como para tener las temperaturas que tiene. Otro proceso hipotético ya citado es la migración hacia abajo del hierro desde el manto hacia el núcleo, proceso que liberaría energía gravitacional y generaría calor. Esta hipótesis choca con dificultades. Si el proceso realmente ocurre, debería haber llegado a su fin ya hace tiempo, o ahora habría llegado a ser demasiado lento para proporcionar cantidades significativas de calor. Pero conduce a una tierra en proceso de contracción, y esto no parece compatible con el alargamiento del día, del cual los corales paleozoicos son testigos mudos, o con la expansión del fondo oceánico (págs. 786-88).

La tercera fuente de energía a la que se ha acudido es la liberada (en forma de calor latente) en los cambios de fase que se producen a consecuencia de la disminución de presión. Ésta es una hipótesis basada en el trabajo de Dirac y Ramsey y desarrollada por Egyed. Aquí es relativamente fácil comprender la convección en el núcleo externo (fig. 27.4), porque el material que en el núcleo interno se encuentra en la fase apropiada cambia gradualmente a la fase del núcleo externo. En esta hipótesis, este último necesariamente se calienta desde abajo, igual que el manto se calienta desde abajo debido al paso de material de la fase del núcleo externo a la fase del manto. Esta explicación de la convección en el núcleo externo se vio inesperadamente apoyada en el descubrimiento de que Venus no tiene un campo magnético detectable. La cápsula espacial *Mariner II*, el 14 de diciembre de 1962, pasó a 34 745 km por encima del lado iluminado por el sol de Venus. Instrumentos muy sensibles de tres clases diferentes no transmitieron ninguna evidencia de la existencia de campo magnético detectable alrededor del pla-

Figura 27.4.
(a) Representación puramente diagramática, en una envoltura esférica, de un patrón tetraédrico de células de convección en el núcleo externo de la tierra, que en (b) aparece en punteado. La cuarta célula, situada detrás, no se ve.
(b) Corte ecuatorial de la tierra que pasa por el núcleo externo, por ABCD. Se muestran las direcciones hipotéticas de circulación en el manto, junto con las correspondientes posiciones idealizadas de los continentes y los océanos.



neta. Sólo con que hubiera habido uno cuya fuerza fuera sólo de una milésima de la del campo terrestre, se habría detectado fácilmente. Venus es suficientemente parecido a la Tierra tanto en tamaño (considerando 1 el volumen de la Tierra, el de Venus es de 0,876) como en densidad (la Tierra, 5,52; Venus, 5,15) como para tener un núcleo. Pero asumiendo que sus materiales son los mismos que los nuestros, un poco de aritmética demuestra que Venus no puede tener nada que corresponda a nuestro núcleo interno. Esto sugiere que actualmente el núcleo de Venus no puede actuar como una dínamo autoexcitable, aunque pudo haberlo hecho hace mucho tiempo, cuando la fuerza de la gravedad y las presiones internas pudieron haber sido suficientemente grandes como para que Venus tuviera un núcleo interno. Pero aunque hubiera sido así, ahora este núcleo interno ha dejado de existir y Venus ya no tiene energía interna suficiente para mantener un campo magnético.

Paleomagnetismo: las rocas como brújulas fósiles

Al describir el campo magnético terrestre en la página 674, se afirmó que la parte principal del campo es casi equivalente a la de una potente barra magnética, o sea un imán (un dipolo) ubicado cerca del centro de la tierra y orientado a lo largo del eje que une los polos N y S magnéticos (fig. 27.1). Este *campo dipolar axial geocéntrico* permite explicar en promedio casi el 95 por ciento del total. La mayor parte del resto está constituido por campos débiles e irregulares equivalentes a unos cuantos dipolos no axiales débiles no centrados en la tierra. Actualmente, el eje magnético está considerablemente alejado del eje de rotación. Pero su desviación cambia continuamente, e incluso en el transcurso de los pocos centenares de años de los que se tienen registros (véase la fig. 27.3), la divergencia promedio entre los polos norte magnético y geográfico ha sido mucho menor que el valor en cualquier momento dado. Pero para que la premisa de que el campo magnético medio es el de un dipolo geocéntrico orientado a lo largo del eje de rotación parezca razonable, el período para el cual se hace el promedio debe ser por lo menos de algunos miles de años. Como se indica más abajo, esta consideración es determinante a la hora de colectar muestras de rocas de formaciones de las que se pretende obtener información acerca de los campos geomagnéticos del pasado.

En rocas tales como coladas de lava basáltica y diques y mantos interestratificados básicos, cada cristal de material ferromagnético —principalmente óxido de hierro y de titanio tales como la magnetita y la ilmenita— adquiere un magnetismo estable que se queda fijado o «petrificado» al enfriarse por debajo de su temperatura de Curie. Para la magnetita éste es de aproximadamente 575 °C, pero puede variar entre 700 °C y 200 °C, según el mineral de que se trate. El magnetismo que adquiere entonces, o magnetismo *remanente*, tiene la misma dirección (la declinación, D) y la misma inmersión (la inclinación, I) que el campo geomagnético local del momento en que se produce la consolidación. Esto se puede demostrar experimentalmente. También se ha comprobado con las lavas naturales que han hecho erupción en fechas conocidas a partir de volcanes situados en puntos donde se dispone de registros magnéticos de las mismas fechas (concretamente el Etna, el Hekla y algunos de los volcanes del Japón).

Las mediciones del magnetismo remanente se efectúan con tipos especiales de galvanómetros muy sensibles. Las muestras utilizadas para efectuar mediciones suelen ser fragmentos cortados en testigos cilíndricos perforados en muestras de mano (o en la propia roca *in situ*); se utilizan herramientas no magnéticas. Las muestras no deben estar alteradas y deben estar orientadas con gran precisión en el lugar de recolección, o sea, deben tener marcado el plano horizontal y el buzamiento (si lo hay) y también la dirección local del norte o el sur magnéticos. En general, para asegurar que se pueda obtener un valor medio representativo del magnetismo remanente casi nunca basta con una sola colada. Suele ser necesario obtener muestras de una serie de coladas de las que se supone que cubren por lo menos unos cuantos miles de años, a fin de disponer de datos para calcular el campo dipolar axial aproximadamente equivalente. Si la intrusión es suficientemente gruesa, una serie de muestras tomadas a través de un manto interestratificado o un dique, de un borde a otro, pueden corresponder a un lapso de tiempo adecuado. Las muestras de los bordes, que se enfriaron rápidamente, habrán pasado por el punto

de Curie miles de años antes que las de en medio, donde el enfriamiento fue lento. Otras muestras de interés son las de rocas encajantes próximas a su contacto con diques o mantos interestratificados. Poco después del momento de la intrusión, estas rocas debieron ser calentadas por encima de sus puntos de Curie. Entonces debieron perder su magnetismo original y ganar otro nuevo al enfriarse, el cual debe haberse correspondido mucho con el del borde de la intrusión.

Consideraciones similares se aplican al muestreo y orientación de rocas sedimentarias que se toman para obtener datos geomagnéticos. Los granos detríticos de magnetita, por ejemplo, heredan un magnetismo remanente de su roca madre. Así, cuando finalmente quedan fijadas en un sedimento semiconsolidado, tienden a autoalinearse como la aguja de las brújulas, paralelamente a la dirección del campo geomagnético en el cual se encuentran. Probablemente es de gran importancia el hecho de que los productos de alteración ferruginosos, como la hematita, que forman pátinas sobre los minerales detríticos y actúan como materiales cementantes para los sedimentos de nueva deposición, también quedan magnetizados alineados con el campo geomagnético local. Esta «magnetización química», tal como se la llama, convierte a las areniscas y pizarras rojas, como las de muchas formaciones bien conocidas pérmicas y triásicas, en fuentes especialmente útiles para la obtención de datos paleomagnéticos. En una formación dada deben analizarse muestras de una área lo más extensa posible y de un espesor de por lo menos 100 m, con el objeto de que representen un lapso de tiempo suficientemente amplio para que se obtenga un promedio efectivo. Las medidas de buzamiento y dirección han de ser muy precisas, por lo cual es imprescindible hacer las correcciones adecuadas para eliminar los efectos de plegamientos y basculaciones. La importancia de que las muestras no estén meteorizadas es obvia, ya que los productos ferruginosos de meteorización se vuelven «químicamente magnéticos» en el momento en que se forman, momento que desde el punto de vista práctico es el reciente.

Los franceses hicieron algunos trabajos previos en su país que no se prosiguieron de forma sistemática —probablemente debido a las Guerras Mundiales—; luego, el trabajo en paleomagnetismo se reemprendió alrededor de 1950 con P. M. S. Blackett, quien pronto atrajo un equipo entusiasta de colaboradores, algunos de los cuales, en especial S. K. Runcorn, formaron muy pronto sus propios equipos. Debido a las evidentes implicaciones de los resultados en los problemas geológicos de deriva continental y en los problemas físicos del origen del campo magnético terrestre, el tema se extendió rápidamente por todo el mundo científico como una de las ramas de la geofísica más fértiles y de desarrollo más activo.

Resultados paleomagnéticos: continentes a la deriva

La hipótesis fundamental sobre la que se basan las investigaciones paleomagnéticas es la de que el campo geomagnético, promediado en un tiempo apropiado, siempre ha sido muy próximo al de un dipolo axial geocéntrico. En otras palabras, los polos geomagnéticos, en promedio, siempre han coincidido aproximadamente con los polos geo-

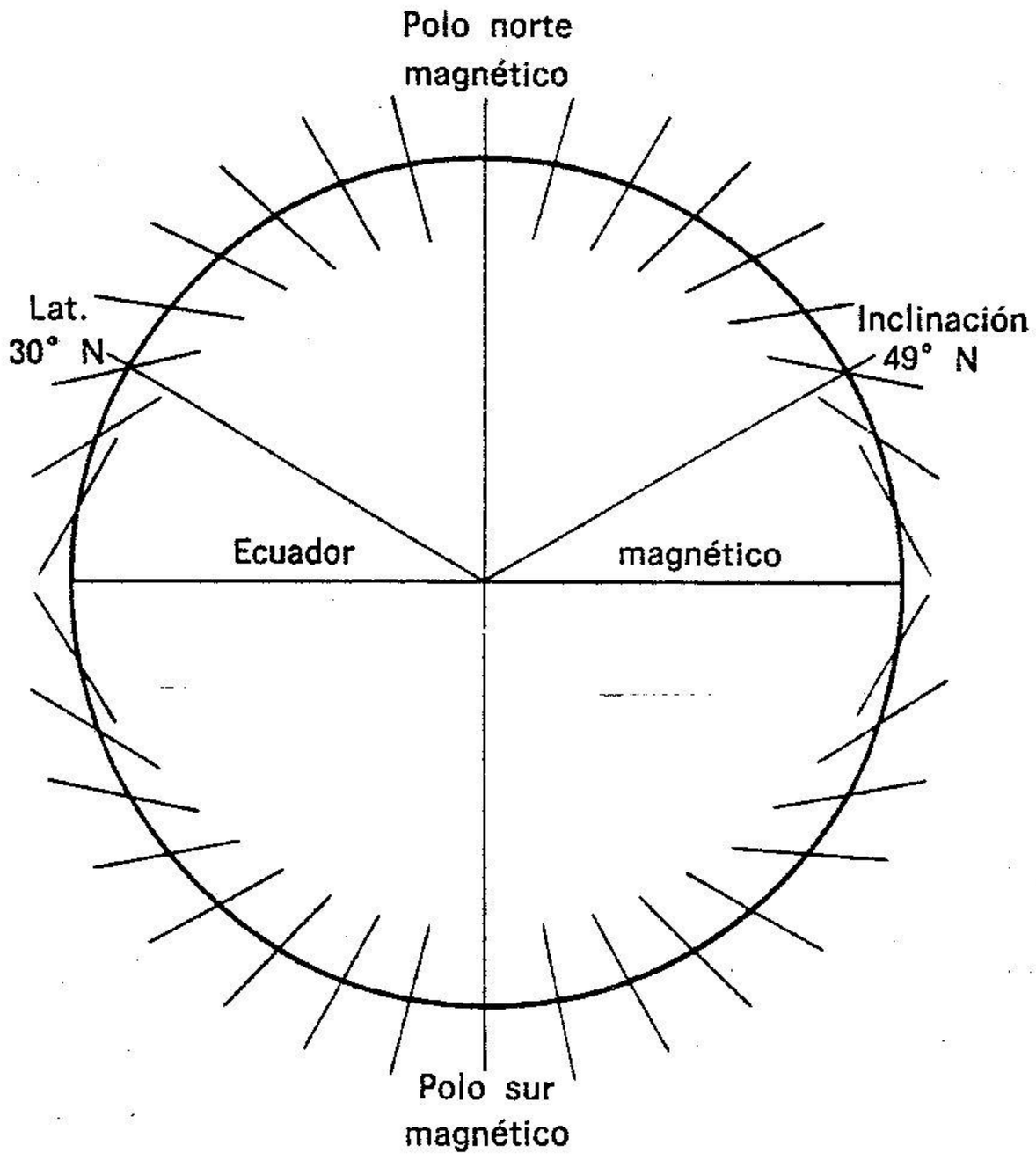


Figura 27.5. Diagrama idealizado que ilustra las relaciones entre la inclinación magnética y la latitud correspondiente para un campo dipolar axial geocéntrico. Una inclinación de 49°, por ejemplo, corresponde a una latitud de 30°; tg 49° = 1,15 = 2 tg 30°.

gráficos. Si esta coincidencia fuera exacta, entonces, para rocas de una edad determinada de una localidad dada, el valor promedio de I (la inmersión o inclinación paleomagnética) daría la latitud λ de la localidad en aquella época según la relación

$$\text{tg } I = 2 \text{ tg } \lambda$$

representada gráficamente en la figura 27.5. La latitud fija la *distancia* al polo. La *dirección* del polo viene dada por el valor promedio de D (la declinación paleomagnética). Conociendo ambos parámetros, distancia y dirección del polo geográfico referidos a una localidad dada, se fija cuál era la posición del polo en el globo cuando las rocas medidas recibieron su magnetización.

En la práctica estas determinaciones del polo nunca pueden aceptarse como exactas: debido a que: (*a*) se han despreciado las componentes menores del campo terrestre (pág. 674); (*b*) las rocas medidas pueden haber sufrido cambios magnéticos no identificados ni tomados en cuenta, y (*c*) inevitablemente se deslizan ligeros errores tanto experimentales como de orientación. Las determinaciones individuales del polo pueden ser correctas dentro de un margen de error de 15°, que puede incluso ser menor si se basan en una docena o algo más de muestras fiables. Hay que decir que para un continente dado y para un período geológico concreto (como el Pérmico, como se ilustra en la figura 27.7) se pueden encontrar variaciones muchísimo mayores de posición de los polos. Estas diferencias no necesariamente han de ser errores. Muchas de ellas pueden representar cambios auténticos de posición del continente durante el largo intervalo de tiempo transcurrido, o de las posiciones de ciertas regiones, que han sido desplazadas por grandes fallas de desgarre o que han sufrido serias perturbaciones debidas a movimientos orogénicos. Los efectos de algunas de estas dificultades se han reducido a medida que se han ido efectuando trabajos cada vez más detallados año tras año, y en especial a medida que ha ido siendo posible de forma más generalizada combinar las dataciones radiométricas con las medidas magnéticas.

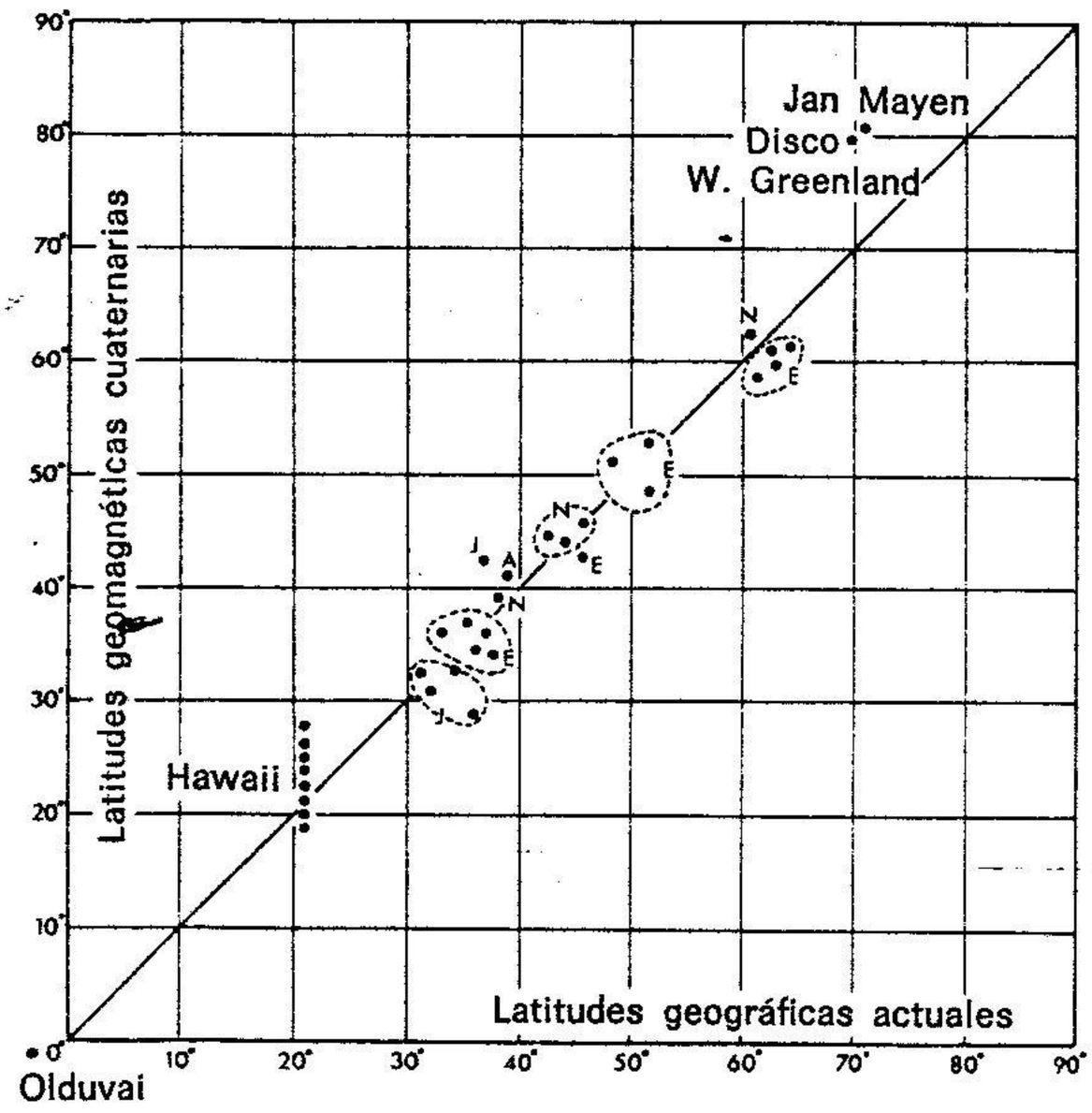


Figura 27.6. Latitudes geomagnéticas, determinadas a partir de lavas pleistocénicas y recientes, contrastadas con las latitudes actuales de estas últimas. A, Australia; E, Europa; J, Japón; N, Norteamérica. En ningún caso los puntos se alejan mucho de la diagonal, lo que implica que dentro de unos ciertos límites de error, las posiciones promedio de los polos magnéticos cuaternarios no eran significativamente distintas de las de los polos geográficos actuales.

La hipótesis del dipolo ya se ve bien apoyada para aproximadamente los últimos 20 millones de años. Estadísticamente, la posición promedio del polo magnético cuaternario, determinado a partir de muchísimas muestras de distintas partes del mundo, no está significativamente desviada del polo geográfico actual (fig. 27.6). Lo mismo ocurre para el Plioceno (fig. 27.7). Pero para épocas cada vez más antiguas a partir del Plioceno, las posiciones son cada vez más divergentes, hasta que en el Pérmico, por ejemplo, la diferencia para rocas europeas alcanza unos 40° a 50° de latitud, lo cual supera en mucho las posibilidades de errores experimentales o de observación (fig. 27.7). Para el Paleozoico inferior la divergencia es todavía mayor, y alcanza los 90° o más a fines del Precámbrico. A partir de rocas de otros continentes se obtienen resultados similares, excepto que para los distintos continentes se obtienen «curvas de migración polar» claramente diferentes (figura 27.8).

El fijar la posición en el globo de una región continental (que de momento la consideraremos como una laja fija) requiere tres tipos de información, de los cuales los datos paleomagnéticos pro-

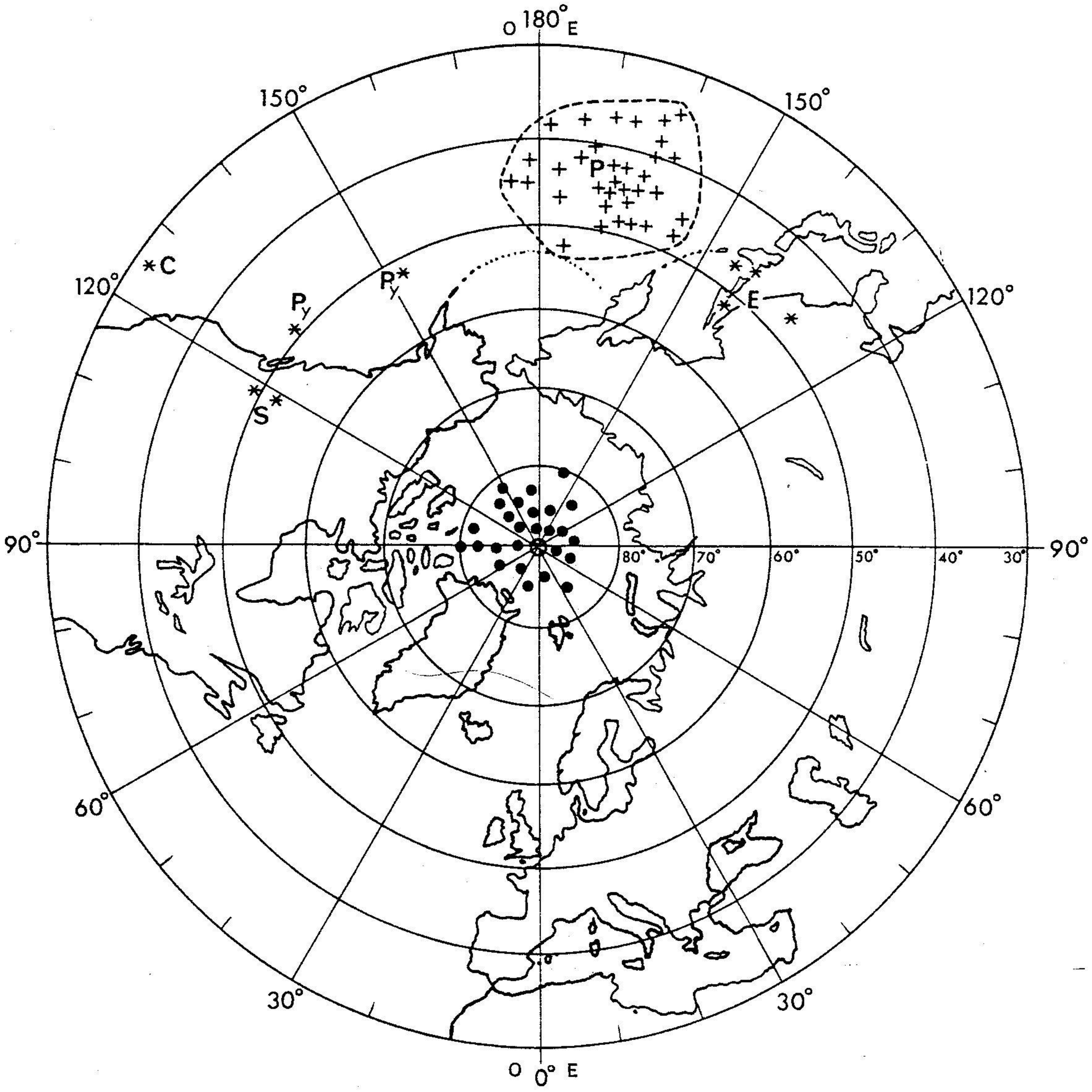


Figura 27.7. Proyección estereográfica del hemisferio norte (desde el polo N a la latitud 30°). Los *puntos negros* que rodean el polo N indican las posiciones de polos geomagnéticos pliocénicos y pleistocénicos. Las *cruces* alrededor de P indican las posiciones de polos geomagnéticos pérmicos determinados a partir de localidades europeas no afectadas por orogenias alpinas (las regiones británicas incluyen Ayrshire, Durham y Devon). La posición promedio de estos polos, P, corresponde a la de latitud 43° N y longitud 170° E. Los *asteriscos,* dispersos a ambos lados de las cruces que rodean la P, indican las posiciones de los polos geomagnéticos pérmicos determinados a partir de localidades europeas incluidas en los sistemas orogénicos alpinos; C, Córcega; E, Esterel (SE de Francia); Pi, Pirineos; M, Alpes Meridionales (*Datos tomados principalmente de R. R. Doell y A. Cox,* 1961; *y D. van Hilten,* 1964).

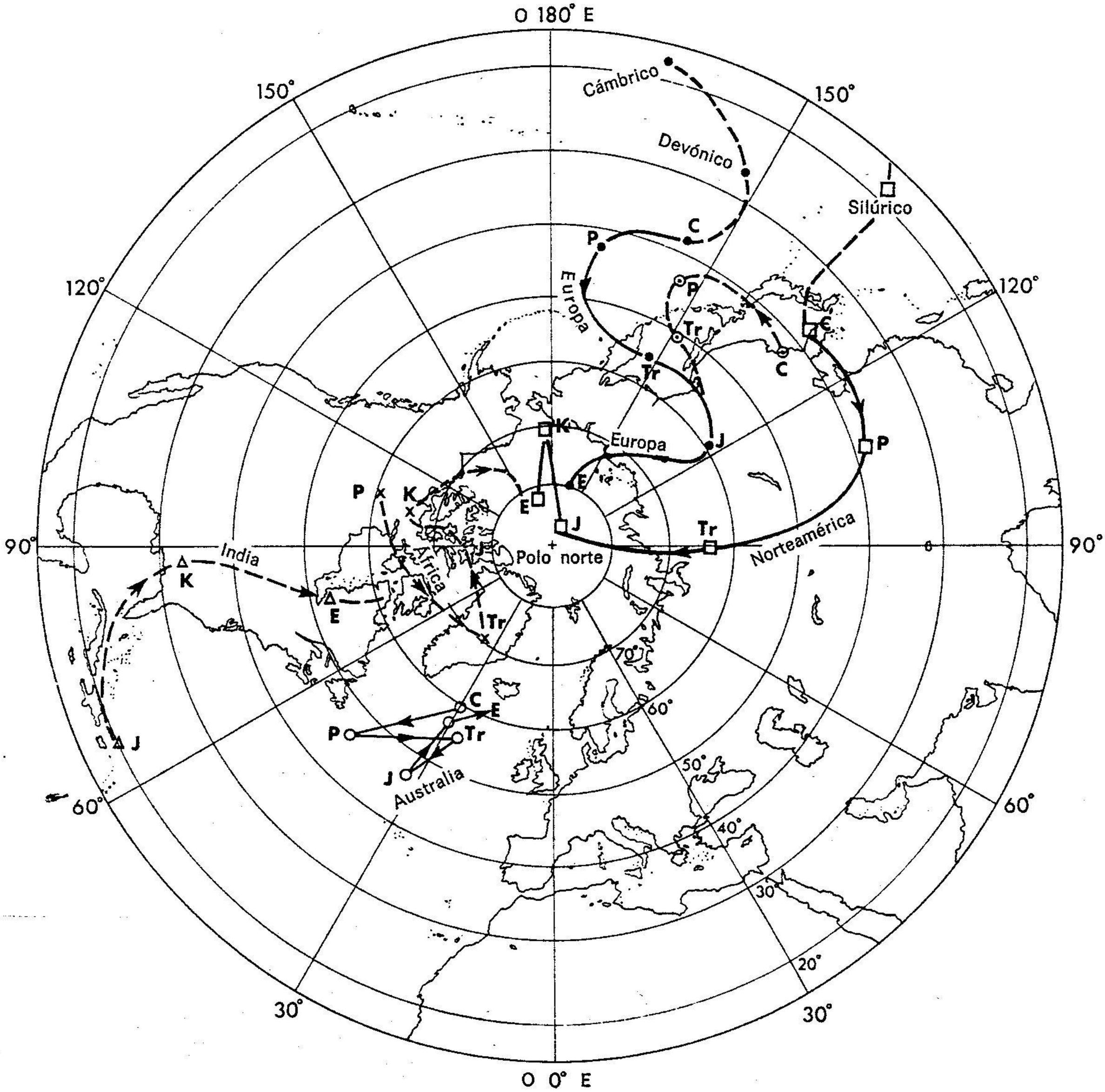


Figura 27.8. Proyección estereográfica del hemisferio norte (desde el polo N a la latitud 16°), en la que se indican las curvas de migración polar paleomagnéticas para Europa (círculos negros) con un ramal para Siberia (círculos con un punto central); Norteamérica (cuadrados blancos); África (cruces); India (triángulos blancos); Australia (círculos blancos). Las letras indican la edad geológica de las muestras de las que se obtuvieron los datos: E, Eoceno; K, Cretácico; J, Jurásico, Tr, Triásico; P, Pérmico; C, Carbonífero. Debe tenerse en cuenta que para evitar la congestión estas curvas están trazadas por las posiciones promedio de nubes de puntos que ocupan extensiones considerables (como la nube alrededor de P de la figura 27.7). Para representar los datos con mayor precisión las curvas deberían ser anchas bandas en lugar de líneas.

porcionan estimaciones aproximadas solamente de dos de ellos. Los tres requerimientos son:

(*a*) la orientación en relación con los polos contemporáneos (determinada por la declinación del magnetismo remanente);

(*b*) la latitud de cada localidad analizada (determinada por la inclinación o inmersión del magnetismo remanente); y

(*c*) la longitud de cada localidad estudiada (dato que *no* se obtiene con las medidas paleomagnéticas).

Este tercero, la posición longitudinal, se puede inferir dentro de ciertos límites porque, para cualquier período antiguo dado, los continentes actuales no pueden quedar superpuestos, y deben ocupar posiciones que concuerden con la evidencia geológica que servía de fundamento antes de que se contara con los datos paleomagnéticos. La meseta tibetana se considera el resultado de una superposición entre Asia y una prolongación septentrional de la India, pero esta prolongación septentrional es sólo una suposición hipotética, no un «continente actual».

Por conveniencia, la posición longitudinal suele juzgarse en relación con algún continente dado. Para este propósito suele adoptarse como continente de referencia África, siguiendo un criterio convencional usado por todos los precursores, incluyendo a Snider y también a Wegener. Análogamente, el meridiano estándar convencional en relación al cual se dan las longitudes actuales es el meridiano de Greenwich. No hay ningún estándar natural de longitud que descubrir; pero las posiciones del ecuador y de los polos y de los círculos de latitudes intermedias pueden descubrirse, lo cual se aplica igualmente a los tiempos antiguos mediante la ayuda del paleomagnetismo. La curva de migración polar para Europa, dibujada en la figura 27.8, implica que durante el Carbonífero y el Pérmico las islas Británicas estaban más o menos a unos 20° del ecuador. Pero de los resultados paleomagnéticos se obtiene un cuadro más directo y más claro representando la posición del ecuador para un polo dado, y construyendo las *isoclinas magnéticas* (líneas de igual inclinación magnética) entre ambos. Las isoclinas son círculos menores paralelos al ecuador de la época, el cual es la isoclina para la cual $I = 0°$. Tal como muestra la figura 27.5, la inclinación aumenta hacia los polos, donde es de 90°. D. van Hilten ha utilizado mucho este método tan conveniente de representación de los resultados paleomagnéticos. La figura 27.9 es un ejemplo de uno de sus mapas de isoclinas. A simple vista se observa que, durante

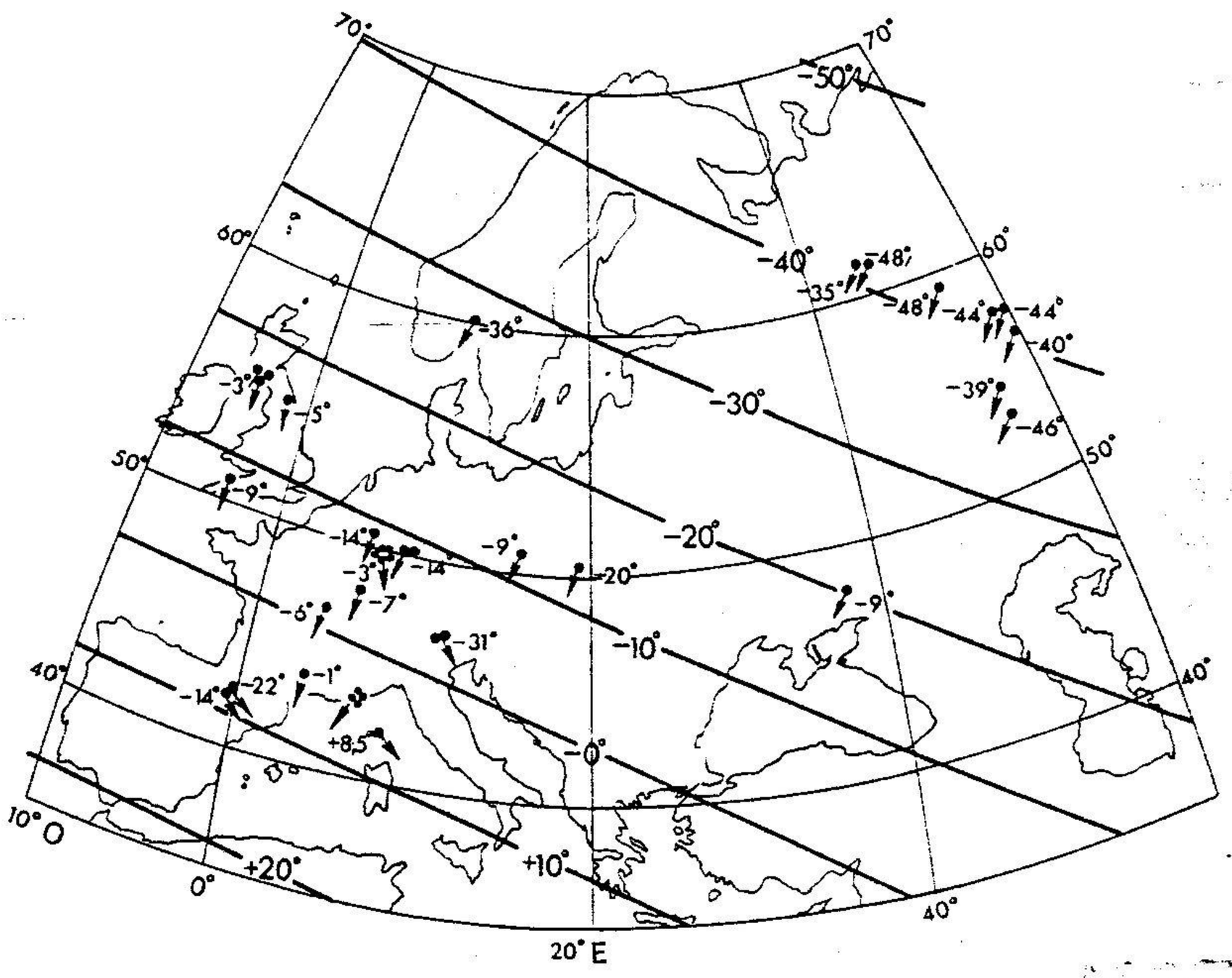


Figura 27.9. En líneas gruesas continuas se marcan las isoclinas respecto a la posición promedio del polo Pérmico (43° N; 170° E) para la parte de Europa situada al norte del frente alpino. Los puntos indican las localidades de origen de muestras medidas, con las inclinaciones en grados y las orientaciones representadas por flechas. Los signos negativos al norte del ecuador pérmico (y los positivos al sur) implican inversión del campo magnético normal (*D. van Hilten,* 1964).

el Pérmico, Europa y las islas Británicas se encontraban miles de kilómetros al sur de su posición actual y también que la deriva posterior hacia el norte se acompañó de una rotación en el sentido de las agujas del reloj.

Así, en base a determinaciones paleomagnéticas, se puede deducir que en épocas geológicas pasadas los continentes ocuparon posiciones muy diferentes de las que configuran la conocida geografía actual, tanto en relación a los polos como de los continentes entre sí. Hasta aproximadamente 1956, la mayoría de los geofísicos parecían apoyar la *migración polar* (sin deriva continental), considerándola como explicación suficiente de los cambios de latitud que se habían descubierto con los datos paleomagnéticos de que entonces se disponía. La hipótesis de la migración polar suele interpretarse que indica que una cáscara externa de la tierra, que incluiría la corteza y probablemente parte del manto hasta la zona de baja velocidad (pág. 652), ha girado *como un todo* en relación con el eje de rotación, el cual se mantiene casi fijo en relación con los astros. Si ésta fuera por sí misma una explicación adecuada, entonces las posiciones geográficas de los polos en cualquier época dada serían las mismas para todos los continentes. Asumiendo que las posiciones relativas de los continentes entre sí han permanecido fijas, se obtendría una única «curva de deriva polar». Pero cada continente tiene su propia «curva de deriva polar» y éstas son tan diferentes unas de otras que es evidente que, a través del tiempo, los continentes han cambiado sus posiciones relativas.

Magnetismo invertido: la escala de tiempo paleomagnética

Generalmente, en una serie larga de rocas en las que se han hecho mediciones adecuadas de magnetización remanente, aparecen dos grupos, uno de los cuales tiene una dirección de magnetización remanente estable que es opuesta a la dirección del otro grupo. Aproximadamente la mitad de las rocas buscan el N, y la otra mitad el S. Casi todas las muestras pérmicas, por ejemplo, buscan el S. Al principio se creyó que este fenómeno de *magnetización invertida* podía ser debido o bien a inversiones alternantes de la polaridad de la tierra (*inversión del campo*), o bien a ciertos procesos de *autoinversión* producidos en el interior de la propia roca, tales como los que pueden desencadenar cambios físicos o químicos de los minerales magnéticos durante o después de la formación de la roca.

La realidad de la autoinversión se demuestra porque se produce en experimentos de laboratorio, aunque sólo en ciertas especies minerales que constituyen un pequeño porcentaje de los investigados. Además, se conocen algunos casos (como las lavas terciarias de Mull) en los cuales, en ejemplares diferentes de la misma colada, se encuentra magnetización tanto normal como invertida, lo que indica que la autoinversión puede ser un fenómeno natural. En el ejemplo de Mull, el principal mineral magnetizado en una muestra *normal* es magnetita titanífera en cristales bien formados; mientras que en una muestra invertida hay una variedad considerable de minerales ferromagnésicos, que representan los productos de una alteración posterior en la que ha habido oxidación.

Ya en 1929 Matuyama encontró que rocas del Japón con magnetización invertida eran todas de principios del Pleistoceno, mientras que rocas más recientes presentaban magnetización normal. Sin embargo, hasta 1964 no se estableció la evidencia clara de que las inversiones magnéticas no son casuales, sino que se producen simultáneamente en toda la tierra. Para entonces ya había suficientes determinaciones de magnetismo remanente correlacionables con determinaciones radiométricas de la edad, realizadas por el método del potasio-argón, para establecer una escala de tiempo de magnetismo normal e invertido que se remontara hasta 3,6 millones de años. Los importantes datos se habían obtenido de un centenar de formaciones volcánicas magnetizadas de ambos hemisferios. Las investigaciones las realizaron principalmente Cox, Dalrymple y Doell en el Laboratorio de Investigación Geológica de los Estados Unidos, en California, y McDougall, Tarling y Chamabaum en la Universidad Nacional Australiana. Para fines de los años 60 la escala de tiempo se había extendido hasta unos 4,5 millones de años. En este contexto, el método del potasio-argón no tiene la precisión suficiente para extender la escala de tiempo hasta épocas más antiguas.

Como puede verse por la figura 27.10, durante los últimos 3,6 millones de años ha habido dos

períodos de polaridad normal, como la actual, y dos de polaridad invertida. Estos períodos principales se conocen como *épocas de polaridad geomagnética* y se las designa con nombres de investigadores de diferentes nacionalidades que han hecho importantes contribuciones al conocimiento del magnetismo terrestre. En estas épocas hay *eventos de polaridad* más cortos a los cuales se han dado nombres locales en conmemoración de las localidades donde se identificaron por vez primera. Cuando se estableció por vez primera la escala de tiempo geomagnética se conocían tres eventos de polaridad. Para 1969, cuando ya se habían hecho muchas más determinaciones, se conocían ocho eventos de polaridad (fig. 27.10).

La escala de tiempo de inversión magnética tiene una importante aplicación en la determinación de la edad de los sedimentos de profundidad. En 1966, Opdyke, Glass, Hayes y Foster establecieron lo que podría llamarse la estratigrafía magnética en varios testigos de la zona antártica y correlacionaron esta estratigrafía de épocas y even-

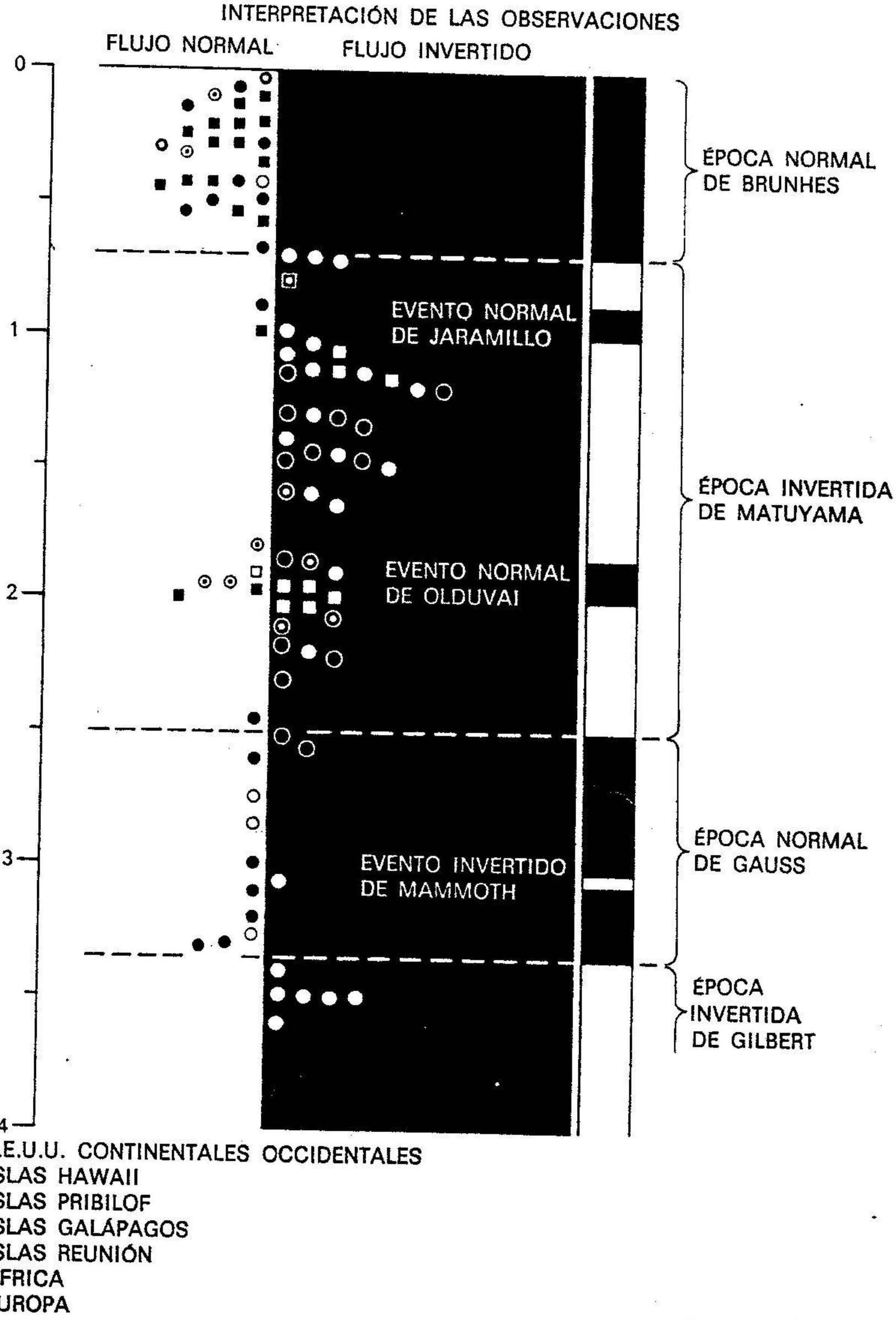
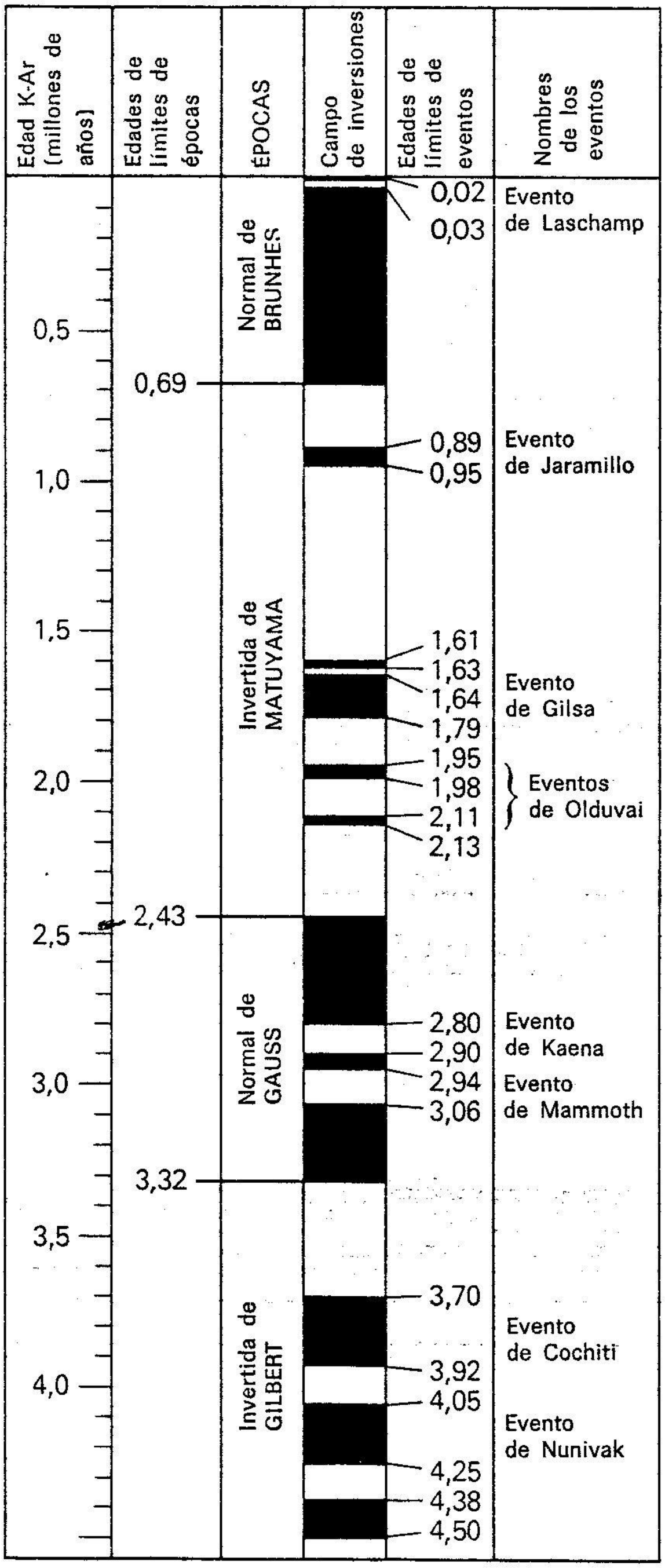


Figura 27.10. Escala de tiempo para las inversiones del campo magnético terrestre, establecida a partir de datos paleomagnéticos que encajan con edades radiométricas derivadas de casi 100 formaciones volcánicas ubicadas en ambos hemisferios. Los datos quedan agrupados por sí mismos en 4 *épocas de polaridad* principales, en las que están superpuestos *eventos de polaridad* más cortos *(A. Cox, G. B. Dalrymple y R. R. Doell,* 1967).

tos normales e invertidos con zonas faunísticas definidas por radiolarios. Así se establecía un método para correlacionar sedimentos oceánicos de regiones muy distantes y también para determinar la tasa de deposición (fig. 27.12).



Bandas magnéticas: expansión del fondo oceánico

En 1952, Mason, de la Institución Scripps de Oceanografía, arrastró un magnetómetro atado a la popa de un buque de investigación durante la mitad del viaje por el Pacífico. Los resultados fueron tan interesantes que, posteriormente, él y sus colegas exploraron una amplia faja del fondo del Pacífico desde México a Columbia Británica. Cuando las anomalías magnéticas se cartografiaron, a modo de curvas de nivel, se encontró que revelaban la existencia de un bandeado orientado más o menos norte-sur, del cual la figura 27.18 (*a*) es un ejemplo. Una anomalía magnética es simplemente la diferencia (*b* — *a*) entre la fuerza calculada o intensidad del campo magnético normal (*a*), y la intensidad real (*b*) medida por el magnetómetro.

En la época en que se descubrieron las anomalías magnéticas, las causas de su presencia en el fondo del Pacífico eran sólo un tema de especulación por analogía. Tal como apuntó Raff, «una simple ojeada al mapa fue suficiente para comprender que nos encontrábamos frente a algo totalmente nuevo en geofísica». Como las anomalías tienen bordes bruscos y bien definidos, que indican que lo que es responsable de ellas sube al fondo del océano, o cerca de él, pareció entonces que podían ser debidas a cambos estructurales tales como, por ejemplo, la presencia de coladas de lava o intrusiones básicas de tipo dique, o variaciones en la topografía de la principal capa cortical.

En 1963, Vine y Matthews, después de una detallada exploración magnética y batimétrica de la parte media de la dorsal de Carlsberg, en el océano Índico, como parte de la Expedición Internacional al océano Índico de 1963, calcularon el perfil magnético a través de la dorsal de Carlsberg, a partir del perfil batimétrico, suponiendo una magnetización normal. Encontraron que era completamente distinto del perfil de anomalías observado. Por otra parte, cuando supusieron que la capa cortical basáltica estaba dividida en bloques

Figura 27.11. Escala de tiempo para inversiones geomagnéticas en la que el lapso de tiempo de los eventos se basa, en parte, en datos de sedimentos *(Adaptado de Cox,* 1969).

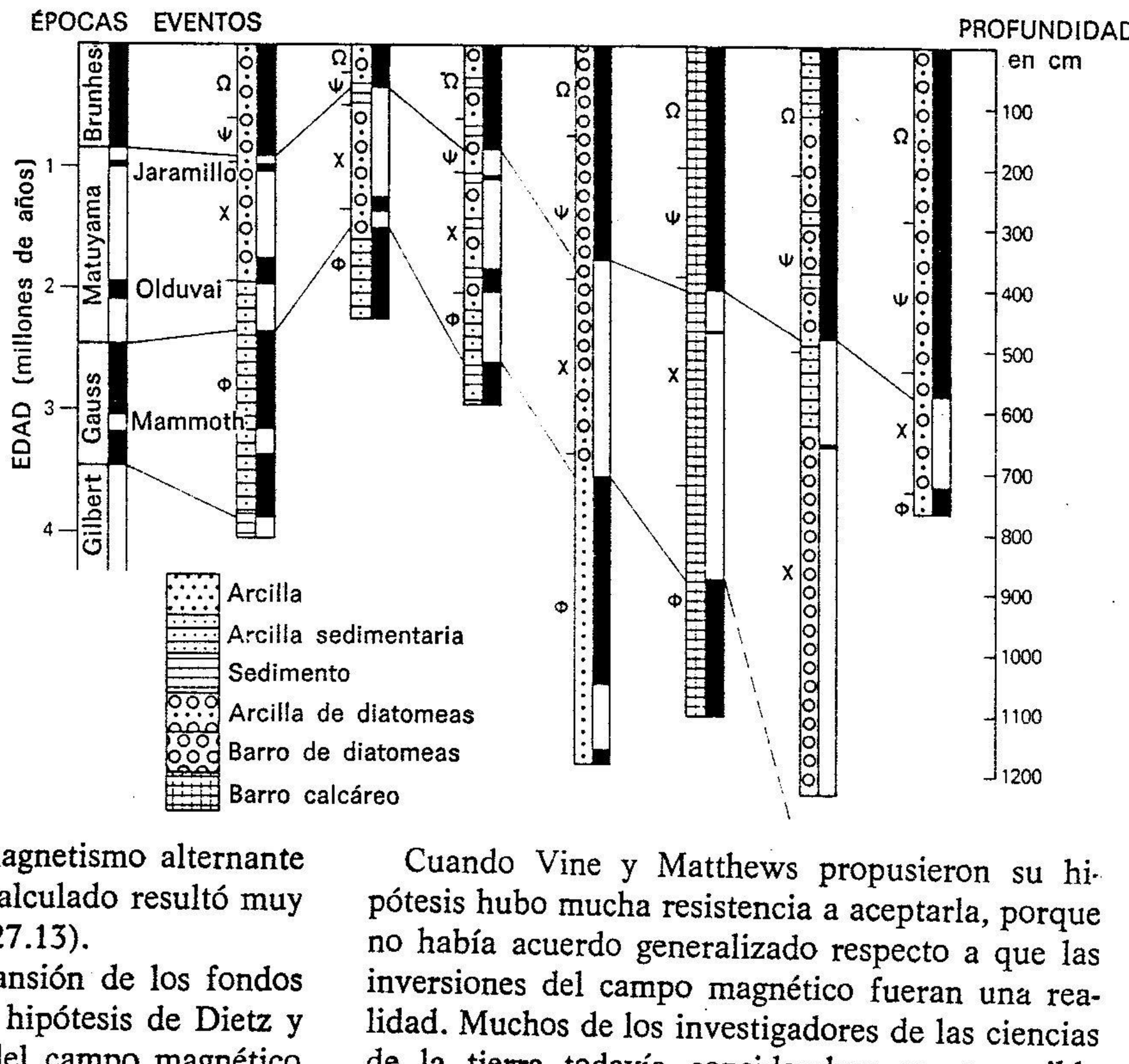


Figura 27.12. «Estratigrafía magnética» establecida en testigos oceánicos de profundidad de la región antártica y correlacionada con zonas faunísticas de radiolarios (letras griegas) *(Según N. D. Opdyke, B. Glass y J. D. Hayes y J. Foster,* 1966).

de 20 km de anchura, con magnetismo alternante normal e invertido, el perfil calculado resultó muy parecido al observado (fig. 27.13).

Asumiendo que había expansión de los fondos oceánicos, de acuerdo con la hipótesis de Dietz y Hess, e inversión periódica del campo magnético terrestre (fig. 27.14), Vine y Matthews sugirieron que, si la capa cortical basáltica se formaba por corrientes de convección ascendentes a lo largo de la zona media de las dorsales oceánicas, y si cada una de las extrusiones e intrusiones de basalto resultantes adquiría la dirección de magnetización del campo magnético terrestre de la época en que se consolidaba, entonces se podría explicar la existencia de un patrón bandeado de anomalías magnéticas como el del Pacífico Norte. La idea es la de que cada nueva intrusión y extrusión de basalto a lo largo de la zona media de las dorsales oceánicas divide en dos la intrusión anterior a ella, y las dos mitades se alejan entre sí desplazándose cada una a un lado. Debido a ello, el patrón bandeado debería ser bilateralmente simétrico a cada lado del valle de fractura central. En otras palabras, de acuerdo con la hipótesis de Vine-Matthews, las anomalías magnéticas deberían constituir un registro magnético de la expansión del fondo oceánico que se podría leer en cada fondo oceánico, a partir del valle de fractura mesoceánico, hacia fuera.

Cuando Vine y Matthews propusieron su hipótesis hubo mucha resistencia a aceptarla, porque no había acuerdo generalizado respecto a que las inversiones del campo magnético fueran una realidad. Muchos de los investigadores de las ciencias de la tierra todavía consideraban como posible que las inversiones fueran autoinversiones. Sin embargo, al año siguiente, Cox, Doell y Dalrymple (1964) establecieron la realidad de las inversio-

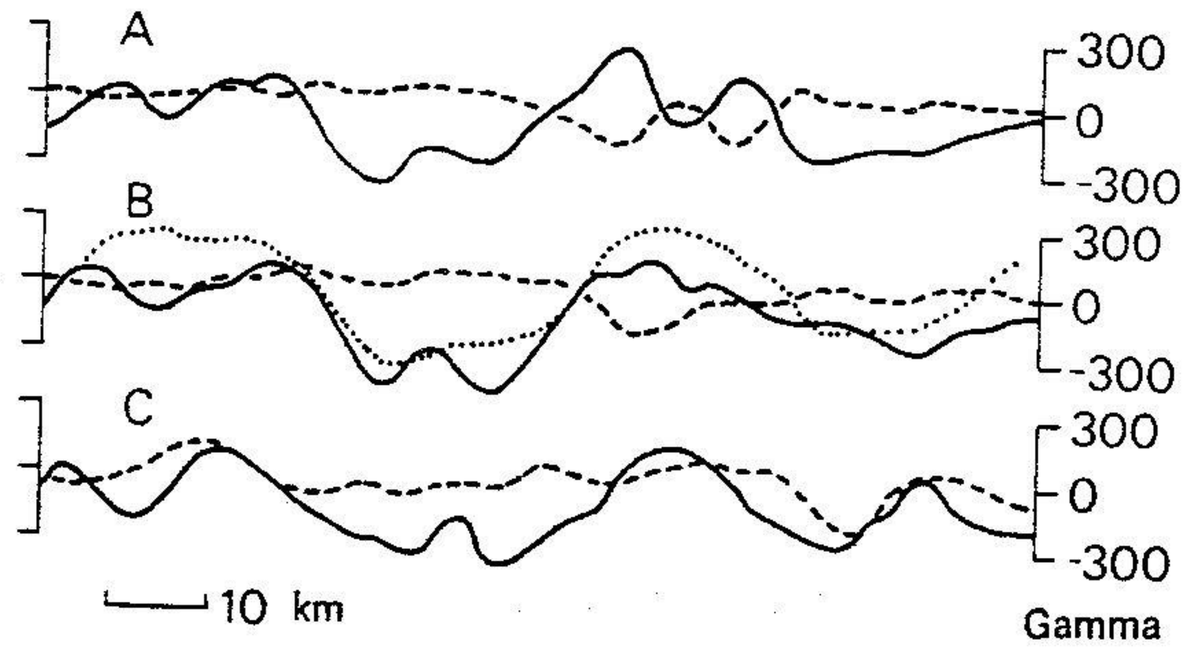


Figura 27.13. Perfiles perpendiculares a la dirección de la dorsal de Carlsberg que ilustran (a) la falta de parecido entre los perfiles observado (líneas continuas) y calculado (líneas de trazos), asumiendo magnetismo normal, y (*b*) el parecido entre el perfil observado (línea continua) y el perfil punteado en B, que se calculó partiendo de un modelo en el que la capa basáltica se dividió en bloques paralelos con magnetización alternante normal e invertida *(Según F. J. Vine y D. H. Matthews,* 1963).

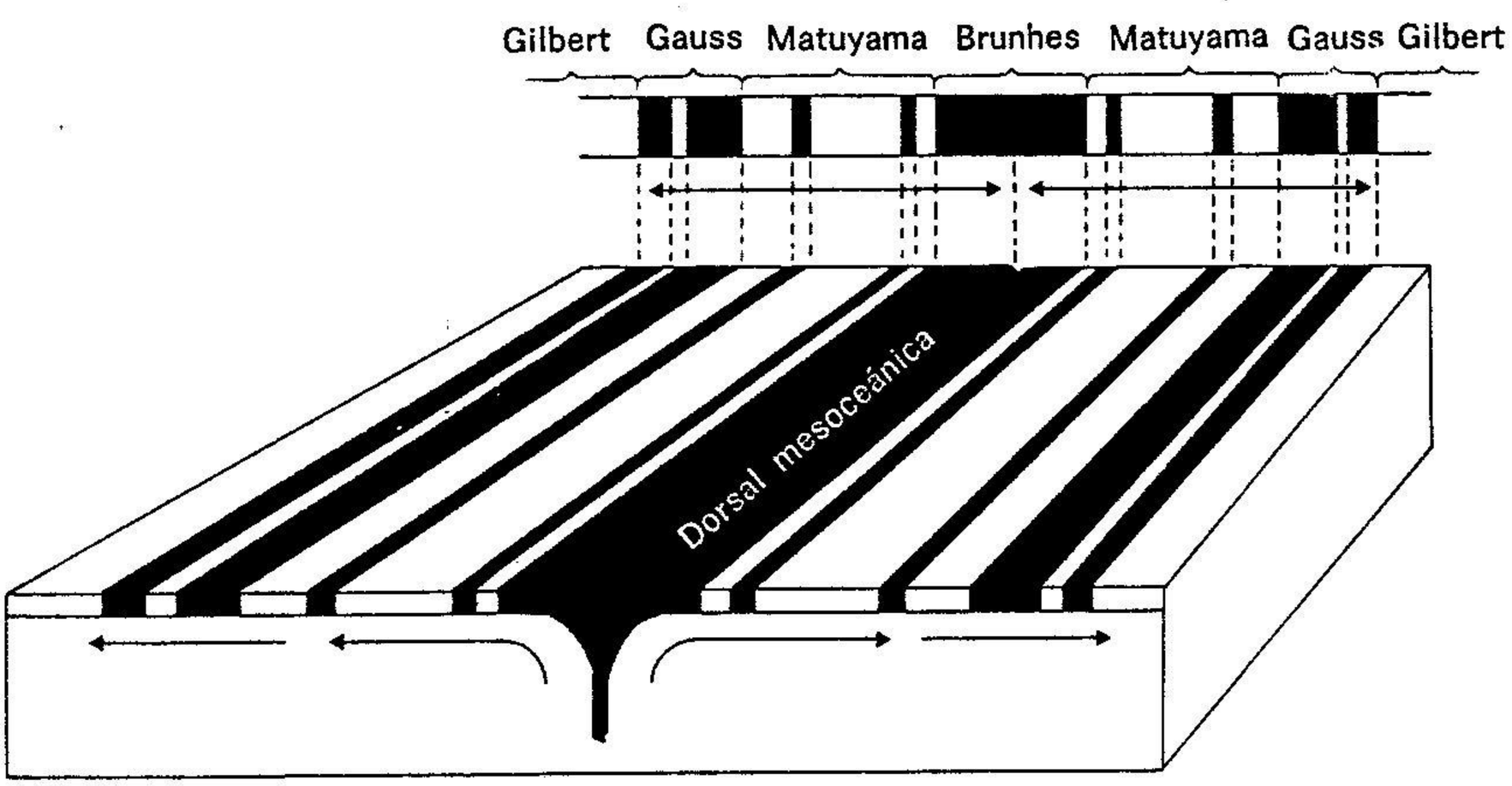


Figura 27.14. Bloque diagrama que ilustra cómo las «bandas magnéticas» de los fondos oceánicos se pueden explicar por expansión del fondo oceánico y alejamiento de la litosfera oceánica a cada lado de las dorsales oceánicas, de acuerdo con la hipótesis de Vine-Matthews (*Adaptado de A. Cox et al.*, 1969).

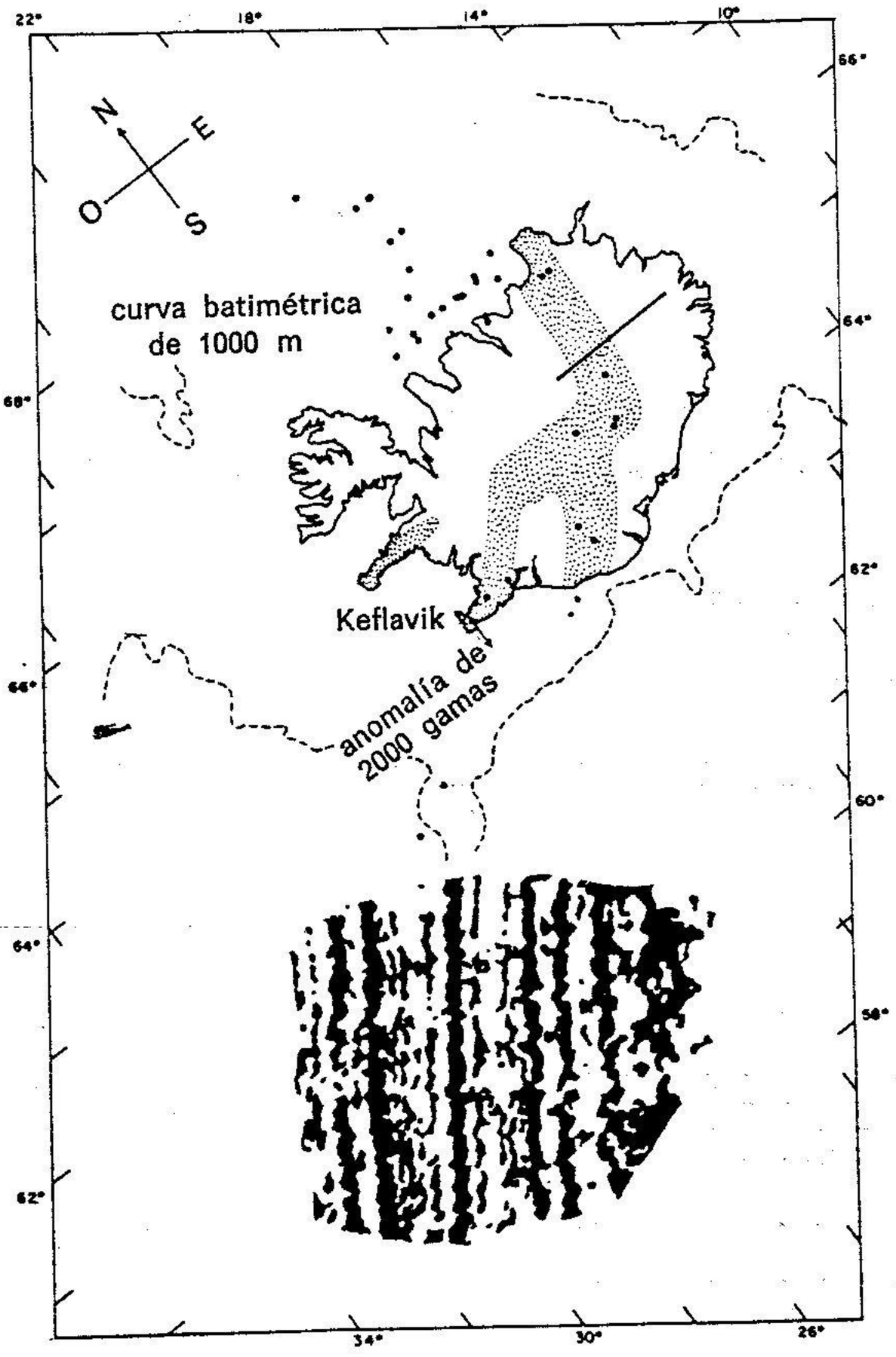


Figura 27.15. Anomalías magnéticas en la dorsal de Reykjanes, al sudoeste de Islandia, que muestran las «bandas magnéticas» (anomalías positivas en negro) y su simetría bilateral (*Según J. R. Heirtzler,* 1965. *Reproducido de Heirtzler,* 1969, *con permiso de John Wiley and Sons*).

nes del campo magnético terrestre (fig. 27.10). Como las inversiones se habían producido simultáneamente en diferentes partes de la tierra, habría sido demasiada coincidencia que se debieran a algo que no fuera inversiones del campo; entonces la hipótesis de Vine-Matthews ganó aceptación. Consiguió una aceptación completa después que Opdyke *et al.* (1966), tal como se registra en la figura 27.12, encontraron una escala de tiempo magnética similar para los 4 millones de años últimos, fosilizada en las columnas estratigráficas de testigos sedimentarios extraídos de la región antártica. Así, tanto si se habían determinado en basaltos como en rocas sedimentarias, se aceptó que las épocas y eventos paleomagnéticos eran un medio de utilidad probada para datar sucesos ocurridos durante los últimos 4,5 millones de años.

En 1966 se publicaron los resultados de una exploración aeromagnética realizada por Heirtzler *et al.* sobre una superficie de 350 km² sobre la dorsal de Reykjanes, parte de la dorsal mesoceánica. Esta investigación no sólo mostró la existencia de una secuencia desde la dorsal hacia fuera, a cada lado, de bandas magnéticas normales e invertidas, de acuerdo con la secuencia que se acababa de establecer, sino que también demostró que las anomalías son simétricas con respecto a la cresta de la dorsal, tal como lo requiere la hipótesis de la expansión oceánica (fig. 27.15).

Los equipos del Observatorio Lamont-Doherty, en sus numerosas expediciones realizadas a bordo de buques de investigación, desde principios de los años 60 habían estado obteniendo datos magnéticos de forma rutinaria, sistemáticamente, con lo

Figura 27.16. Mapa de isocronas construido a partir de las «bandas magnéticas» asumiendo que permanecen constantes las tasas de expansión de los fondos oceánicos individuales. Los números de las isocronas (trazos), representan intervalos de tiempo de 10 millones de años. Las líneas continuas representan dorsales mesoceánicas cuando son paralelas a las isocronas, y fallas transformantes cuando las cruzan. Las cruces indican la posición de fosas oceánicas profundas *(Adaptado de E. Bullard,* 1969, *según J. R. Heirtzler et al.,* 1968).

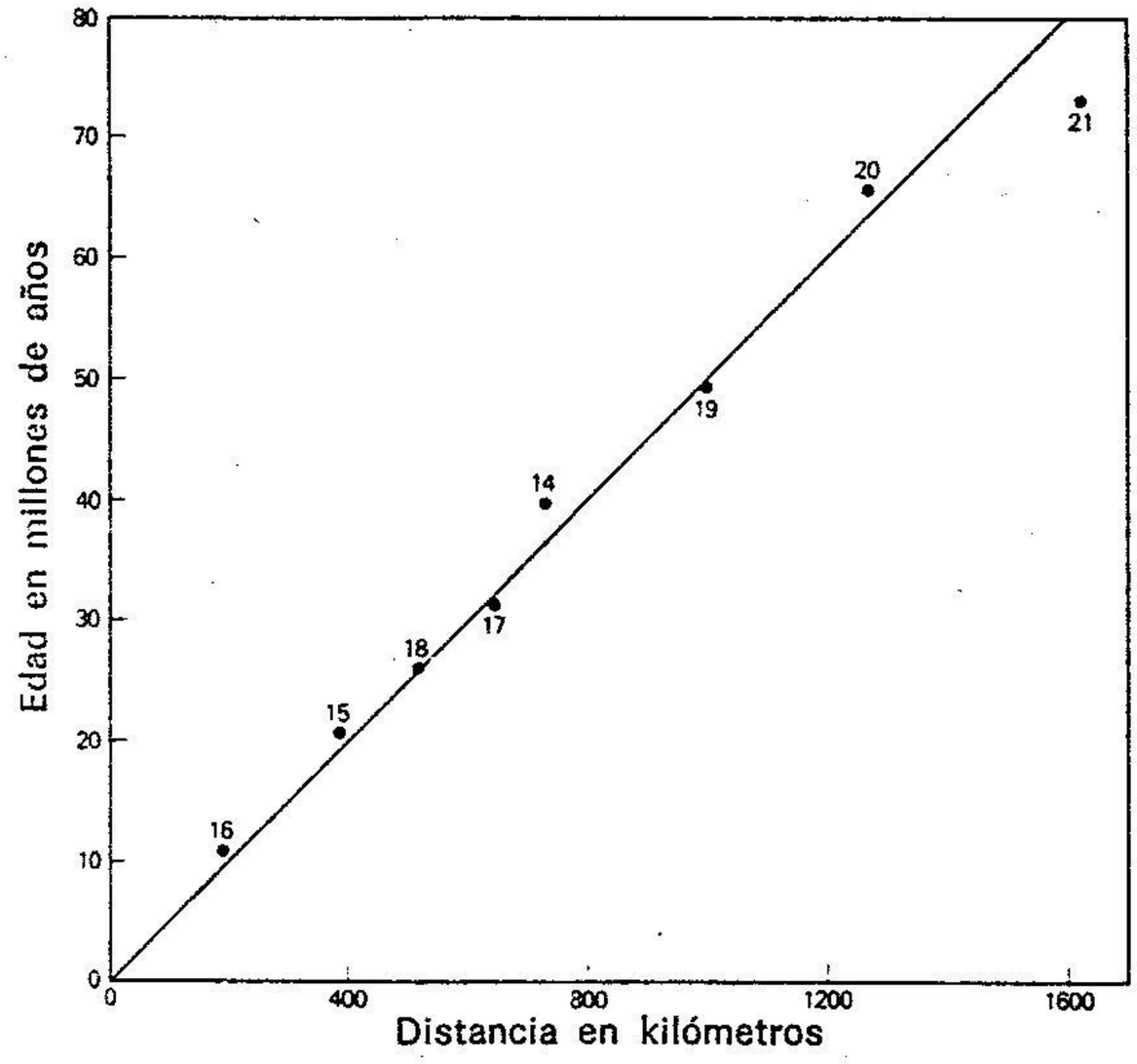


Figura 27.17. Construcción gráfica que revela una tasa de expansión constante de la litosfera oceánica del Atlántico Sur. Las edades, en millones de años, de sedimentos (de localidades numeradas) situados inmediatamente sobre la capa basáltica se relacionan en el diagrama con su distancia a la dorsal sudatlántica. La buena correspondencia de los puntos obtenidos con una línea recta que representa una tasa de expansión de 2 cm por año es una evidencia clara de una tasa de expansión constante (*Según A. E. Maxwell et al.,* 1970).

cual se disponía de un gran volumen de datos magnéticos, aunque había que descifrarlos. No se disponía de registros listos para ser interpretados de las dorsales mesoceánicas, porque los buques de investigación cambiaban su ruta y velocidad de acuerdo con los principales objetivos de sus investigaciones. Cox (1973) explica que Heirtzler emprendió la tarea de organizar y correlacionar los datos existentes, y con la ayuda de un computador, construyó perfiles magnéticos a través del Atlántico. Para 1968 ya se habían publicado perfiles correspondientes a dorsales mesoceánicas del Atlántico Sur, el Índico Sur y el Pacífico Norte. Era un hecho probado que el patrón bandeado de anomalías magnéticas caracterizaba extensas regiones de estos tres oceános. Para entonces, la edad de las anomalías magnéticas de las partes centrales de las dorsales oceánicas ya se había calculado por comparación con la secuencia conocida de los eventos de polaridad de los últimos 4,5 millones de años (fig. 27.15). Asumiendo tasas constantes de expansión para los perfiles individuales, y utilizando las anchuras relativas de las bandas magnéticas como guía de la tasa de expansión, se encontró que las edades calculadas de las bandas magnéticas marinas encajaban con las que se les había adscrito por analogía con la edad de épocas y eventos de polaridad determinados a partir de coladas de lava en tierra. Inversamente, la datación de las bandas marinas por analogía proporcionó un medio de calcular las tasas de expansión de los diferentes océanos. La anchura de las bandas magnéticas varía con la tasa de expansión, y es mayor donde la tasa de expansión es rápida, como en el Pacífico ecuatorial.

Para datar bandas marinas de edad superior a los 4,5 millones de años no se dispone de un

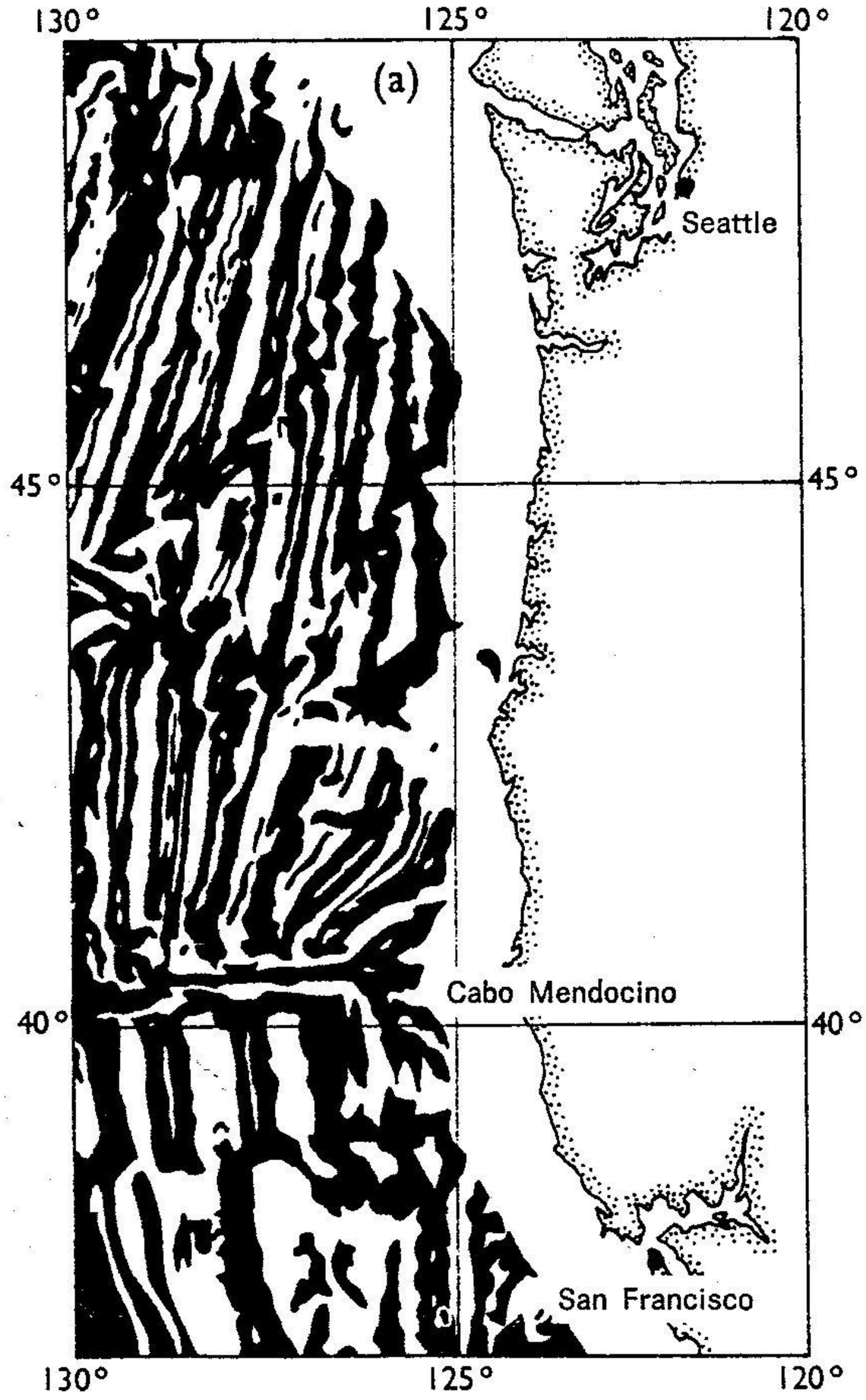


Figura 27.18.
(a) Patrón de anomalías magnéticas positivas descubiertas en el fondo del Pacífico frente a la costa comprendida entre Seattle y San Francisco.

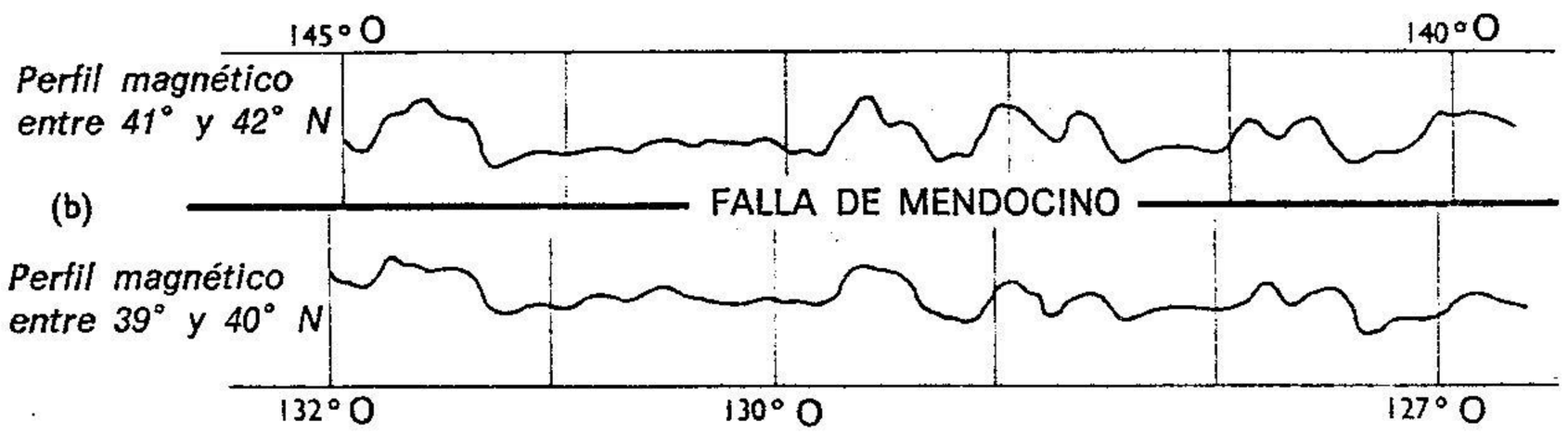
método directo. Pero Heirtzler *et al.* (1968), asumiendo tasas constantes de expansión para los océanos individuales, construyeron una escala de tiempo de las bandas magnéticas para los últimos 75 millones de años, o sea, que se remontaba hasta el Cretácico superior. Entonces fue posible construir un mapa de isocronas de los fondos oceánicos (fig. 27.16) cartografiando «bandas» de anomalías magnéticas conocidas a intervalos de tiempo de 10 millones de años. Las isocronas rotuladas con un 10 se situaban en el valle de fractura mesoceánico hace 10 millones de años; las marcadas con un 20, hace 20 millones de años, y así sucesivamente. Las tasas de expansión se calculan a partir de la edad de las líneas isocronas y su separación mutua. La tasa más baja, de 1 o 1,5 cm anuales, se da en los océanos Atlántico e Índico, y la más rápida, 6 cm por año, en la dorsal del Pacífico Este. Si se considera la tasa de separación de corteza oceánica en las dorsales mesoceánicas, las tasas de expansión se tienen que doblar. Por ejemplo, cada año en el océano Atlántico se emplaza nueva corteza oceánica con una anchura de 2 o 3 cm.

En 1970, la obtención de testigos a través del Atlántico Sur sirvió para confirmar la escala de tiempo magnética que Heirtler *et al.* habían calculado. Los testigos penetraron hasta la capa basáltica (capa 2), y el nivel estratigráfico más antiguo atravesado fue Cretácico superior. Mediante el estudio de los microfósiles, en cada testigo se determinó la edad del sedimento más antiguo que cubría y estaba inmediatamente encima de la capa basáltica y se encontró que, a cada lado del valle de fractura mesoceánico, esta edad aumentaba con la distancia del valle (fig. 27.17). Los datos revelan una tasa de expansión constante de 2 cm por año que se remonta en el tiempo hasta hace 80 millones de años.

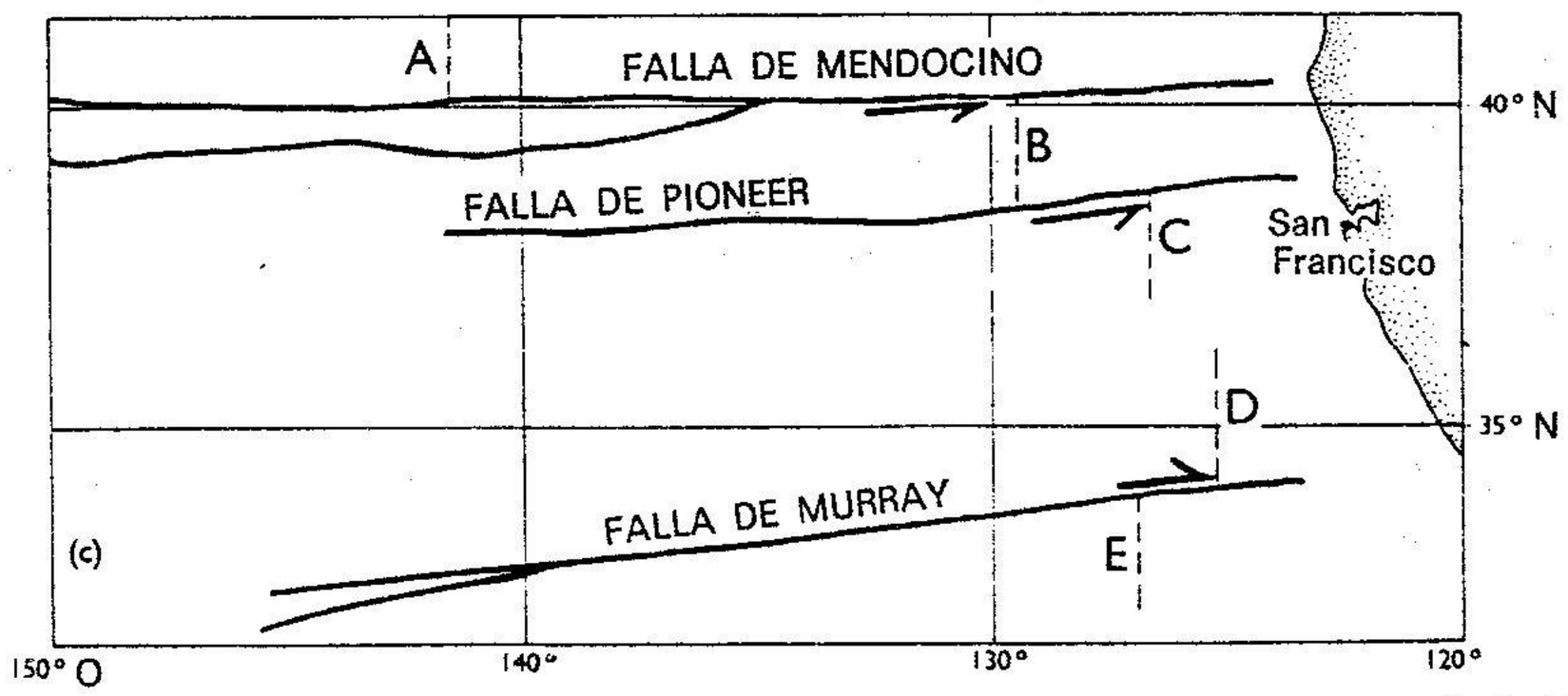
Fallas transformantes

Asociadas a las dorsales mesoceánicas y comúnmente cortándolas aproximadamente en ángulo recto, hay zonas de fractura que parecen dislocar las dorsales (fig. 27.18). Entre las primeras que se estudiaron en detalle se encuentran las que están frente a la costa occidental de Norteamérica, que han cortado la dorsal en largas lajas corticales de dirección más o menos E-O. A estas fracturas se las identificó por vez primera como fallas cuando se descubrieron los desplazamientos verticales que han producido grandes escarpes sub-

(b) Correspondencia de perfiles de anomalías magnéticas desde el norte al sur de la falla de Mendocino, que indica un desplazamiento lateral de 13° de longitud.



(c) Las anomalías magnéticas del lado norte de la falla de Mendocino pueden encajar con las del lado sur sólo cuando se juntan dos anomalías tales como la A y la B, separadas entre si 1160 km. Análogamente, el desplazamiento a lo largo de la falla Pioneer es la distancia comprendida entre B y C, 265 km; y el que se da a lo largo de la falla de Murray es la distancia entre D y E, 154 km (*Según A. D. Raff*, 1961).



marinos que en el lado más profundo se elevan centenares de metros sobre el fondo oceánico. Como prácticamente son rectas, en principio se sospechó que eran fallas de desgarre. Menard, en 1955, describió por vez primera las fallas de Mendocino, de Murray, de Clarion y de Clipperton, y desde entonces se han descubierto muchas más, como se indica en la figura 27.16.

La falla de Mendocino, de 1600 km de longitud, por ejemplo, tiene un acantilado submarino encarado al sur que supone un salto de altura de entre 1500 y 3000 m. El bloque situado al norte, en conjunto sólo ha basculado ligeramente, pero en detalle está considerablemente fracturado. El desplazamiento horizontal relativo a lo largo de la falla de Mendocino, y de fallas similares situadas al sur, se determinó por referencia a las bandas de anomalías magnéticas, que están atravesadas por las fallas, y en cada caso son completamente diferente a ambos lados de las fallas (figura 27.18 (*b*)). La magnitud del desplazamiento lateral se midió por vez primera en la falla de Murray. Se encontró que el perfil este-oeste de las anomalías magnéticas del lado norte (en un diagrama análogo al de la figura 27.18 (*c*)) podía hacerse encajar con el perfil correspondiente del lado sur si éste se desplazaba 154 km al este, con lo cual se encontraba que una anomalía E (fig. 27.18 (*c*)) tenía su continuación en D.

En esta etapa no se pudo encontrar un encaje a lo largo de los dos lados de las otras grandes fallas. De hecho, la exploración no se había llevado a cabo suficientemente al oeste. En 1958, Vacquier y Raff continuaron la exploración magnética hacia el oeste hasta que consiguieron encontrar un encaje convincente a lo largo de la falla Pioneer, que indicaba un desplazamiento de 265 km. Pero a lo largo de la falla de Mendocino no se detectó ningún encaje hasta que los hombres de Scripps, después de trabajar pacientemente durante dos temporadas, lograron extender su exploración suficientemente al oeste. En 1961 consiguieron localizar un patrón en el lado norte que encajaba con el patrón del lado sur, pero situado 1160 km al oeste (fig. 27.18, (*b*) y (*c*)).

Se ha visto que la existencia de fallas análogas que interrumpen dorsales mesoceánicas es un fenómeno mundial generalizado. Antes de 1965, las fallas caracterizadas por desplazamientos horizontales como los aquí descritos, así como la falla de San Andrés de Norteamérica y la de Great Glen de Escocia, se consideraron fallas transcurrentes, y se creyó que eran más recientes que los fenómenos a los que cortaban, tales como las dorsales mesoceánicas. La gran dificultad para admitir este tipo de interpretación era que parecía imposible que se terminaran unas fallas de desgarre tan grandes como la falla de San Andrés. Todavía no se había descubierto que se prolongaban como círculos menores alrededor de la tierra. Hacía ya muchos años que los geólogos habían observado que los movimientos terrestres, expresados en forma de terremotos, cordilleras montañosas plegadas jóvenes y grandes fallas, como la de San Andrés, de gran desplazamiento horizontal, están confinados a estrechas franjas, a veces descritas como cin-

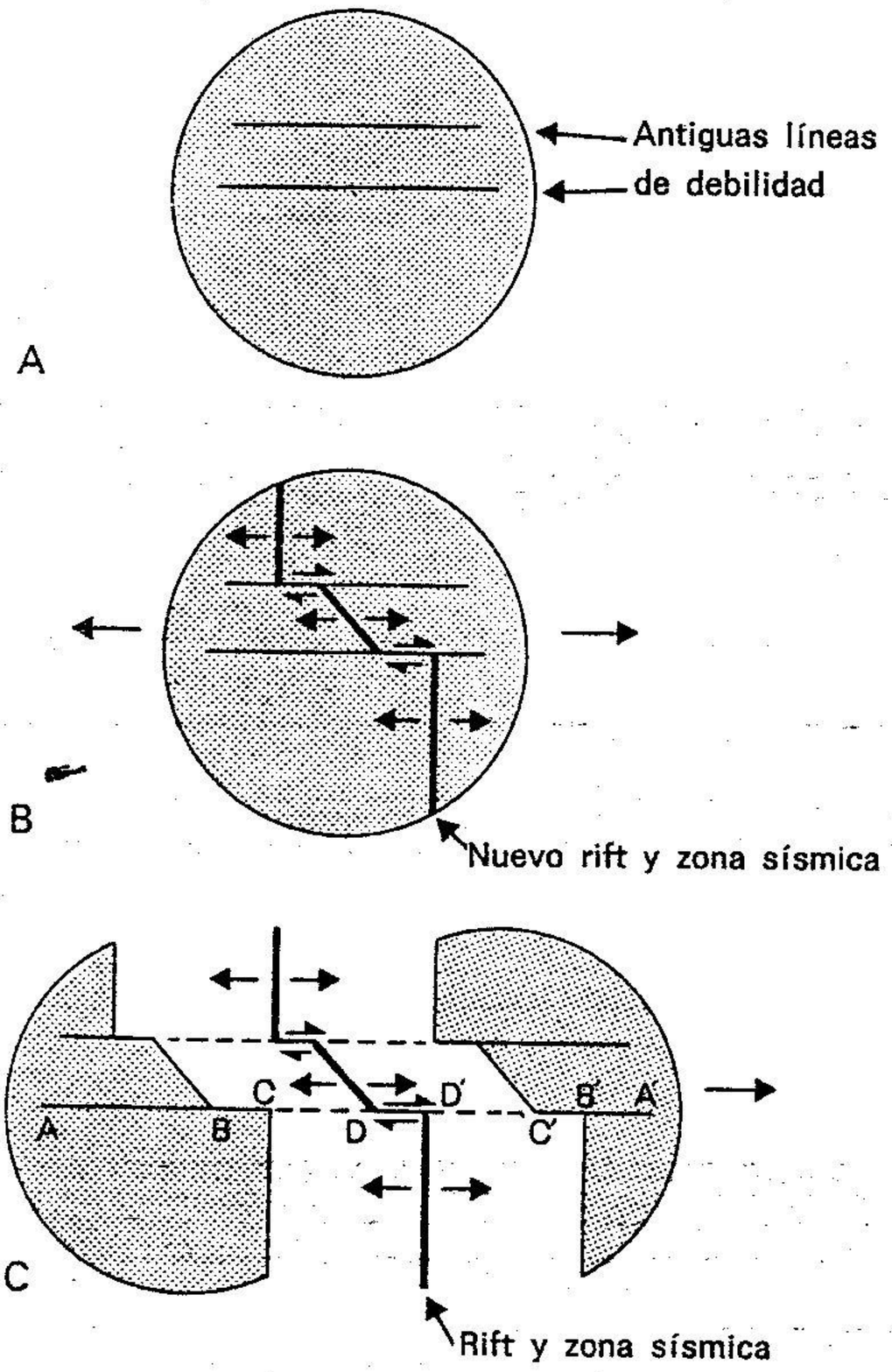


Figura 27.19. Representación esquemática de tres estadios de la división en dos de un continente y de su separación, que se produce en la evolución de un nuevo fondo oceánico. Ejemplificación por la separación de Sudamérica y África con la apertura del océano Atlántico Sur (*Según T. Wilson,* 1965).

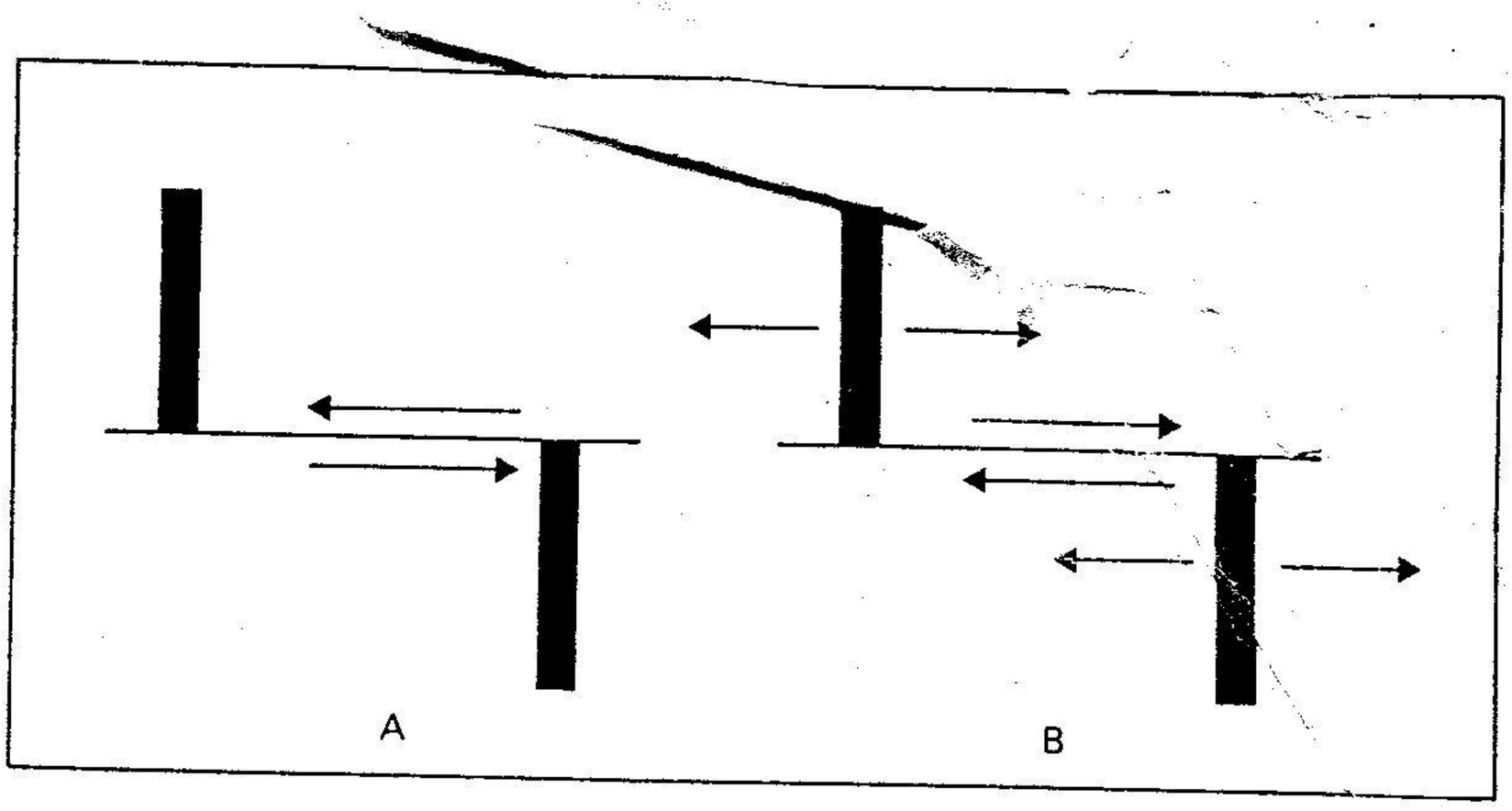


Figura 27.20. Representación esquemática de:

A Las direcciones de movimiento a lo largo de una falla transcurrente responsable de la dislocación de la banda negra.

B Las direcciones de movimiento a lo largo de una falla transformante que conecta porciones desencajadas de una dorsal mesoceánica (en negro).

turones de movilidad. En 1965 Tuzo Wilson comprobó que estos cinturones de movilidad forman una malla continua en la tierra, dividiendo su superficie en varias placas grandes rígidas, como un mosaico. Se puede ver cómo fallas de gran desplazamiento horizontal se siguen hasta pasar a cinturones de movilidad de otros tipos, como montañas plegadas y arcos de islas o dorsales mesoceánicas. Wilson sugirió que a las uniones entre movimientos de diferentes tipos se las podía llamar *transformantes,* y a las fallas implicadas, *fallas transformantes.*

Las fallas transformantes difieren de las transcurrentes en que están íntimamente relacionadas o a la creación de nueva corteza, como en las dorsales mesoceánicas, o la destrucción de corteza, donde ésta desaparece hacia las profundidades en las fosas oceánicas o se acorta en cadenas montañosas plegadas. Las fallas que atraviesan dorsales mesoceánicas conectan porciones de crestas de dorsales que están dislocadas unas respecto a otras. Con gran intuición, Wilson descubrió que las aparentes dislocaciones de las dorsales podían ser rasgos originales formados cuando la corteza continental se estaba dividiendo y separando, y nacían nuevos océanos (fig. 27.19). La dorsal mesoatlántica, incluyendo sus dislocaciones, por ejemplo, es esencialmente paralela a las costas de los continentes que la bordean (fig. 27.16). La dirección de los movimientos horizontales a lo largo de fallas transformantes, formadas de este modo, sería opuesta a la requerida si las fallas fueran transcurrentes responsables de la dislocación de las dorsales después que éstas se formaron (fig. 27.20). Las direcciones de movimientos a lo largo de fallas transformantes que interceptan dorsales mesoceánicas ahora se conocen bien gracias a estudios sísmicos, de modo que no hay duda de que las direcciones de movimiento son conformes con el concepto de Wilson de fallas transformantes. Además, los terremotos asociados, que son todos someros, están confinados a las propias dorsales y a las porciones de fallas transformantes comprendidas entre los tramos dislocados. En las prolongaciones de las fallas situadas más allá de las dorsales, fuera de los tramos dislocados, no se producen terremotos; aquí las fallas están muertas.

Referencias seleccionadas

Blackett, P. M. S., 1961, 'Comparison of ancient climates with the ancient latitudes deduced from rock magnetic measurements', *Proceedings of the Royal Society*, A, vol. 263, pp. 1–30.

Bullard, E. C., 1970, 'Geomagnetic dynamos', In *The Nature of the Solid Earth*, 1972, International Series in the Earth and Planetary Sciences, McGraw-Hill, New York.

Cox, A., Doell, R. R., and Dalrymple, G. B., 1964, 'Reversals of the earth's magnetic field', *Science*, vol. 144, pp. 1537–43.

Cox, A., Dalrymple, G. B., and Doell, R. R., 1967, 'Reversals of the earth's magnetic field', *Scientific American*, vol. 216, pp. 44–54.

Cox, A., 1973, *Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals*, Readings, selected, edited, and with introductions by Alan Cox, W. H. Freeman, San Francisco

Heirtzler, J. R., 1969, 'Magnetic anomalies measured at sea', *The Sea*, vol. 4, Pt. 1, Wiley-Interscience, 1970, New York.

HILTEN, D. VAN, 1964, 'Evaluation of some geotectonic hypotheses by palaeomagnetism', *Tectonophysics*, vol. 1, pp. 3–71.
MCDOUGALL, I., and TARLING, D. H., 1963, 'Dating of polarity zones in the Hawaiian islands', *Nature*, vol. 200, pp. 54–6.
OPDYKE, N. D., GLASS, B., HAYS, J. D., and FOSTER, J., 1966, 'Palaeomagnetic study of Antarctic deep-sea cores', *Science*, vol. 154, pp. 349–57.
WILSON, T. J., 1965, 'A new class of faults and their bearing on continental drift,' *Nature*, vol. 207, pp. 343–7.